Geologie von Mittel-Chios (Ägäis)

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Philipps-Universität
Marburg/Lahn

vorgelegt von

Klaus-Werner Tietze
aus Stettin

Marburg 1969

Fotodruck: Erich Mauersberger, Marburg

Geologie von Mittel-Chios (Ägäis)

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Philipps-Universität
Marburg/Lahn

vorgelegt von

Klaus-Werner Tietze
aus Stettin

Marburg 1969

Mit einem Preis der Südosteuropa-Gesellschaft ausgezeichnet

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Von der Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Philipps-Universität Marburg/Lahn als

Dissertation angenommen am 20. 1. 69

Tag der mündlichen Prüfung am 5. 2. 69

Berichterstatter: Prof. Dr. V. Jacobshagen

Mitberichterstatter: Prof. Dr. M. Lindström

Gedruckt mit Unterstützung des Marburger Universitätsbundes,
der Philipps-Universität und der Stiftung Volkswagenwerk

Kurzfassung

Die bei der Kartierung des mittleren Teiles der Insel Chios im Maßstab 1:30 000 gewonnenen Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik werden wiedergegeben und der bisherigen Auffassung gegenübergestellt.

Die Gebirge des bearbeiteten Gebietes werden aus einem autochthonen und einem allochthonen Stockwerk mit sehr unterschiedlichen Schichtfolgen aufgebaut.

Die Schichtenfolge des Autochthons beginnt mit einer mächtigen variskisch gefalteten Grauwacken-Serie, in der oberstes Silur und tiefstes Oberkarbon nachgewiesen sind. Diskordant und transgressiv folgt darüber die mit den Basalen Bankkalken beginnende Trias. Tiefstriadische Massenkalke mit fossilreichen Rotkalk-Linsen (Cephalopoden, Conodonten) vertreten das Oberskyth und Unteranis. Im Mittel- und Oberanis dominieren klastische Sedimente der Bunten Serie, gebietsweise sehr reich an vulkanischen Einschaltungen. Vom höheren Anis bis nachweislich in das Karn lassen sich zwei getrennte Fazies-Entwicklungen unterscheiden: Im östlichen Bereich in verhältnismäßig tieferem Wasser abgelagerte Hornsteine und Hornstein-Plattenkalke. Im Westen dagegen werden Oberanis und Ladin durch flach-neritische algen- und foraminiferenreiche , teilweise feingeschichtete Karbonat-Gesteine vertreten, das Karn (?) durch massigen Algenkalk. Sehr mächtige Kalke und Dolomite der Obertrias in Dachstein-Fazies, unterbrochen durch mehrere Emersions-Horizonte, bauen ein ausgedehntes Kalkplateau auf. Im Lias (?) folgen terrigene Sandsteine und Quarzkonglomerate, die von den Hellen Dolomiten (Jura?) abgelöst werden.

Die Schichtenfolge der Allochthonen Einheit beginnt mit fossilreichen Kalken des Oberkarbon (Brachiopoden, Conodonten), gefolgt von den vielleicht permischen Grünen Sandsteinen. Auf das Jungpaläozoikum transgrediert der Lias mit geringmächtigen roten Sandsteinen, die von dickbankigen neritischen Dolomiten und Kalken überlagert werden. Gesteine der Trias fehlen in dieser Einheit. Limnisch-fluviatile Sedimente des Neogen bedecken teilweise Autochthon und Allochthon.

Die erste spürbare Gebirgsbildung erfolgte in der variskischen Ära, im höheren Oberkarbon bis Perm. Die heute auffälligsten Bauformen sind der alpidischen Orogenese zuzuschreiben. Eine Faltungs-Phase vor dem Maastricht, die in Nachbargebieten auf Chios mit NNE-streichenden Faltenachsen nachgewiesen wurde, hat in Mittel-Chios keine deutlichen Spuren hinterlassen. Im Paläogen wurde von N her die Allochthone Einheit mit einer Förderweite von wenigstens 50 km eingeschoben. In Verbindung damit entstanden W-E-streichende Falten. Bisher wurde die Insel Chios als eine zwischen zwei Kristallin-Sätteln etwa N-S-streichende einfache Mulden-Struktur aus mesozoischen Gesteinen angesehen. In einer weiteren Phase der Tektogenese, vor dem höheren Miozän, wurden Autochthon und Allochthon konkordant um NNE-streichende Achsen gefaltet, wobei es u. a. zu flachen Überschiebungen kam. Das ältere Gebirge wurde im Zusammenhang mit dem Einbruch der Ägäis durch

eine kräftige Bruchtektonik mit vorwiegend NE- und NW-verlaufenden Abschiebungen in unzählige Schollen zerlegt. Diese, wohl hauptsächlich im Pleistozän erfolgten Bewegungen, dauern bis heute an.

Die stratigraphisch-fazielle Entwicklung des Mesozoikums von Mittel-Chios weist Beziehungen in sehr verschiedene Richtungen auf, so daß eine klare Eingliederung in den Rahmen der Helleniden noch nicht möglich ist. Ein Anschluß an die Vardar-Zone läßt sich wohl nicht mehr begründen, dagegen bestehen enge Verbindungen zum benachbarten anatolischen Festland.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort 9
Geographischer Überblick 11
Erforschungsgeschichte 14
I. STRATIGRAPHIE 20
Die Schichtfolge des Autochthons 21
SILUR - KARBON 21
Die Grauwacken-Serie 21
PERMOSKYTH 28
Basale Bankkalke 28
SKYTH - UNTERANIS 34
Tieftriadische Massenkalke und -dolomite 34
Rote Hallstätter Kalke des Oberskyth und Unteranis 36
MITTEL- - OBERANIS 47
Die Bunte Serie 47
1. Das Gebiet westlich der Stadt Chios 47
a) Die Tuffit- und Konglomerat-Folge 48
b) Rote Hornsteine 50
2. Elínta-Tal (Pótamos Elíntas), nordwestlich Anávatos 52
3. Umgebung von Anávatos 56
4. Oberlauf des Réma Arménis 59
5. Nordöstlich Agia Triás 61
HÖHERE MITTELTRIAS - JURA 62
LADIN - KARN 63
1. Das östliche Gebiet (Korakáris, Kephalovoúni) 63
2. Das westliche Gebiet (Kalkplateau) 66
Oros Piganiás 66
Umgebung von Anávatos 67
a) Massige hellgraue Kalke 67
b) Feingeschichtete gebankte Kalke und Dolomite (Ladin) 67
c) Massige Algenkalke des Karn(?) 70
NOR - JURA 72
1. Im W und SW von Anávatos 72
2. In der Gegend Livádia 72
3. Kéramo Langádi, nordöstlich Anávatos 74
4. Die Hochfläche zwischen dem Tal von Lithí und dem Karterós-Tal 74

a) Kalke und Dolomite 74
b) Jüngere Sandsteine und Quarzkonglomerate 76
5. Das Gebiet zwischen Kochliás und Provatás 78
6. Das Gebiet südlich des Provatás bis westlich Tholopotámi 79
a) Bunte Übergangsschichten 82
b) Helle Dolomite 82
7. Oros Piganiás 83
8. Der Prophet Ilías (nördlich A. Geórgios Sykoúsis) und seine nördliche Fortsetzung 84
9. Der Kalkplateau-Rand zwischen Kourná und dem Agrélos 84
10. Kentróvouno, westlich Daphnónas 85
11. Eptás (Kastélli) 85
Die Schichtfolge der Allochthonen Einheit 86
OBERKARBON 87
Heller Oberkarbon-Kalk 87
1. Flaser- und Plattenkalke 87
2. Massiger Brachiopoden-Kalk 94
Grüne Sandsteine 105
TRIAS 109
LIAS 109
Beziehungen 112

Neogen und Quartär 113
NEOGEN 113
Jungtertiäre Rumpffläche 117
Junger Magmatismus 118
QUARTÄR 120

II. GEOLOGISCHER BAU 121
Variskische Anlagen 122
Alpidische Strukturen 124
Das Kalkplateau s. l. 124
1. Das Kalkplateau s. str. 125
a) Das Plateau von Avgónyma und das Lépro-Pagóvouno-Gebiet 125
b) Die Hochfläche des Platýlakkos und Oros Piganiás 126

2. Die Kalkplateau-Randzone und die Allochthone Einheit 131
Die Kalkplateaurand-Überschiebung 142
Das Kephalovoúni-Korakáris-Gebiet 143
Der Bewegungsablauf der alpidischen Orogenese 147
Das Alter der alpidischen Faltungen 151
Die spät- bis posttertiäre Bruchtektonik 152

III. RÜCKBLICK 158
IV. CHIOS IM RAHMEN DER HELLENIDEN 162
V. Praktisch-geologische Hinweise 165
VI. LITERATURVERZEICHNIS 167

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41534924_0064

Vorwort

Durch interessante Fossilfunde aus Jungpaläozoikum und Trias (C. RENZ, H. BENDER) angeregt, wurde im Jahre 1962 die geologische Kartierung der Insel Chios durch das Geologisch-paläontologische Institut Marburg begonnen.

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit der Geologie des mittleren Teiles der Insel.

Die geologische Aufnahme, die in den Sommermonaten der Jahre 1962 - 1964 durchgeführt wurde, erfolgte auf Luftaufnahmen im Maßstab ca. 1:30 000. Danach wurde eine geologische Karte gleichen Maßstabes angefertigt.

Mein Dank gilt an erster Stelle meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. C. W. K o c k e l , der mit großem Interesse die Arbeit auf Chios verfolgte und sie stets durch Ratschläge und fördernde Kritik unterstützt hat. Herr Prof. K o c k e l konnte durch seinen Tod im Frühjahr 1966 die Vollendung der Arbeit leider nicht mehr erleben.

In besonders dankenswerter Weise nahm sich dann Herr Prof. V. J a c o b s h a g e n meiner Arbeit an und betreute sie bis zu ihrem Abschluß.

Für zahlreiche Hilfen beim Bestimmen von Fossilien danke ich Herrn Prof. R. H u c k r i e d e und Herrn Prof. O. H. W a l l i s e r. Ebenso hat mir Herr Dr. H. B e n d e r manchen Hinweis gegeben.

Für die Bestimmung von Fossilien und Mineralien bin ich sehr zu Dank verpflichtet: Herrn Dr. G. B i r k e , Marburg; Herrn Dr. H. B r u n t o n , London; Herrn Prof. H. H e n t s c h e l, Wiesbaden; Herrn Prof. M. H e r a k , Zagreb; Herrn Prof. B. L. M a m e t, Montréal; Herrn Prof. O. H. W a l l i s e r , Göttingen.

Schließlich gilt mein Dank den Bearbeitern der Nachbargebiete auf Chios, H. B e s e n e c k e r , G. H e r g e t, G. K a u f f m a n n, G. L ü d t k e und W. R o t h und den übrigen Kommilitonen im Geologisch-paläontologischen Institut Marburg, die mir in Diskussionen manche Anregung gaben.

Das Belegmaterial wird größtenteils im Geologisch-paläontologischen Institut Marburg aufbewahrt. Lediglich einige Productiden wurden

Herrn Dr. H. B r u n t o n zur weiteren Bearbeitung überlassen und befinden sich im British Museum (Natural History), Department of Palaeontology, Cromwell Road, London S. W. 7.

Die von Prof. B. L. M a m e t bestimmten Dünnschliffe des Hellen Oberkarbon-Kalkes werden z. Zt. in seinem Labor in Montréal aufgehoben (Université de Montréal, Géologie, Case postale 6128, Montréal, Canada).

Abb. 1
Lage des Arbeitsgebietes
(Schraffiert: der kartierte Bereich)

Geographischer Überblick

Das neu bearbeitete Gebiet liegt auf der Insel Chios (26^{o} ö.L.v.Gr., $38^{o}30'$n.Br.), die, in der östlichen Ägäis gelegen, der kleinasiatischen Halbinsel Karaburun unmittelbar vorgelagert ist. Politisch gehört Chios zu Griechenland und ist mit 920 km^2 eine der größten Inseln des Landes.

Der kartierte und näher untersuchte Bereich (ca. 153 km^2) erstreckt sich über den mittleren, schmalsten Teil der Insel (Abb.1). Seine W- und E-Grenze werden durch den Küstenverlauf bestimmt. Im NW folgt die Gebietsgrenze etwa dem Pótamos Elíntas aufwärts, biegt dann nach NE und E in das Tal des Kéramo Langádi ein, verläuft über die Hochfläche des Platýlakkos nach SE und den Réma Arménis entlang bis an die Ostküste. Im SW bildet das Tal von Lithí die Kartiergrenze, die nördlich Véssa auf Tholopotámi zu nach SE umbiegt, sich dann nach N wendet und etwa über Zyphiá, Chalkiós und das Kloster Agios Konstantínos beim Kap A.Elénis das Meer erreicht.

Morphologisch gliedert sich das Arbeitsgebiet im großen und ganzen in drei Bereiche, deren ersten, östlichen, mit der Hauptstadt Chios, der Besucher der Insel bereits vom Schiff aus deutlich begrenzt vor sich liegen sieht (Abb.19):

Es ist ein flach hügeliges Gelände - seine höchsten Erhebungen (Korakáris, Kephalovoúni) erreichen nicht 400 m -, das im NW und W durch einen äußerst markanten und plötzlichen Steilanstieg von hell leuchtenden Kalken begrenzt wird.

Dieser im allgemeinen sehr kahle Bereich wird im Osten und Süden, nämlich da, wo Neogen- und Quartär-Ablagerungen sich weiter ausbreiten, durch besonders üppige Vegetation in Gärten und Plantagen aufgelockert (Vrontádos, Chios, Kámpos).

Der bedeutendste Fluß dieses Gebietes, der Kakós Potamós, ist zugleich der einzige von Mittel-Chios, der, wenn auch über große Strecken unter dem Schutt, das ganze Jahr über Wasser führt.

Im NW und W schließt sich, mit der erwähnten Steilkante (Aipos, Oros Piganiás, Agios Márkos, Myrmí, Kakí Ráchi) beginnend, ein plateauartiges Hochgebiet an, dessen größte Höhen im Norden (Kóchlias, Platýlakkos) um 900m liegen.

Dieses Gebiet wird durch nur im Winterhalbjahr fließende Bäche in meist sehr engen Kerbtälern nach E und W entwässert. Namen wie "Xiropótamos" (trockener Fluß) und "Aniliopótamos" (Fluß ohne Sonne) beschreiben sehr anschaulich die Eigenart dieser Täler.

Abb. 2
Topographische Übersicht von Mittel-Chios

Diese außerordentlich kahle - und für manchen trostlose - Hochfläche erstreckt sich in einem großen Bogen etwa vom Oros Piganiás und Platýlakkos über Anávatos und Avgónyma und setzt sich nach Süden über Véssa hinaus fort.

Menschliche Siedlungen haben sich eigentlich nur dort bilden können, wo der geologische Untergrund die Möglichkeit zu leider sehr spärlichem Ackerbau bietet. So entstanden der früher als Festung ausgebaute Ort Anávatos und das Dorf Avgónyma. Die übrige Hochfläche wird nur von einzelnen nomadisierenden Hirtenfamilien und ihren Ziegenherden bewohnt, die ihrerseits dafür sorgen, daß die Vegetation niedrig gehalten wird.

Ein mittlerer Bereich von südlich des Provatás bis etwa in die Gegend westlich Agios Geórgios Sykoúsis zeichnet sich durch stärkere geologische Gegensätze aus, welche eine abwechslungsreichere Landschaft bedingen. Die Täler und Höhen verlaufen $\pm$ N-S und entwässern auch z. T. nach Süden. Trotz des gebietsweise verhältnismäßig dichten Kiefernbestandes treten die oft kräftig leuchtenden Farben der Gesteine deutlich hervor und prägen das Landschaftsbild mit.

Da sich einige Täler ganz gut für die landwirtschaftliche Nutzung eignen, trifft man gelegentlich auf einzelne Gehöfte. Gleichsam den orographischen Mittelpunkt der ganzen Insel bildend, liegt im N, in einem weiten bewaldeten Talkessel, das sehenswerte byzantinische Kloster Néa Moní (gegr. 1048). Als größerer Ort ist ferner, weiter im S, Agios Geórgios Sykoúsis zu nennen.

Dem letztgenannten Ort zu Füßen liegt im SE des Arbeitsgebietes das flache, sehr fruchtbare und darum dicht besiedelte Gebiet des Neogens, das aber nicht mehr in den eigentlichen Betrachtungsbereich dieser Arbeit einbezogen werden soll.

Erforschungsgeschichte

(Eine Gegenüberstellung der Ergebnisse einiger Autoren zeigt Abb. 3).

Die frühesten Berichte über Chios waren zumeist allgemein geographischer Art oder Reisebeschreibungen, in denen Geologisches nur am Rande vermerkt wurde. Einige erscheinen aber dennoch erwähnenswert:

So sollen nach THEOPHRASTUS (372 - 287 v.Chr.) auf Chios Karfunkel (Granate) gefunden worden sein. (Entsprechende metamorphe Gesteine mit Granaten sind bis heute nur von der Insel Psará bekannt, die aber schon immer in den Bezirk Chios gehörte).

Nach STRABO (63 v.Chr. - 20 n.Chr.) war Chios im Altertum nicht nur berühmt durch den besten griechischen Wein, sondern es besaß auch einen für Bildhauerzwecke sehr geschätzten Marmor (vermutlich Untertrias-Kalke vom Latómi), der ebenso von PLINIUS d.Ä. (23 - 79 n.Chr.) erwähnt wurde.

Die nächsten geologischen Notizen über Chios, die dann bereits stratigraphische Angaben enthielten, tauchten erst im 19. Jahrhundert auf.

1841 Hier wären zu nennen: HAMILTON und STRICKLAND (1841), die die massigen grauen Kalke von Chios und der Halbinsel Karaburun für kretazisch ansahen und

1869 RAULIN (1869), der auf Chios ebenfalls Kreidekalke zu sehen wähnte, weil er sich an entsprechende Bildungen auf Kreta erinnert fühlte.

Tertiäre Ablagerungen von Chios erwähnten

1845 SPRATT (1845) und RAULIN (1869). SPRATT hielt sie für Süßwasserbildungen und verglich sie mit solchen am Golf von Smyrna.

1880 Die eigentliche Erforschung von Chios begann jedoch erst 1880 durch Fr. TELLER, der zum ersten Mal eingehendere geologische Beobachtungen vornahm und seine Ergebnisse in einer Karte zusammenstellte:

Über einer für paläozoisch gehaltenen Serie von Sandsteinen und Tonschiefern mit grünen Tuffen sollten in der Nähe der Hauptstadt diskordant graue Kalkmassen, vermutlich kretazischen Alters, folgen.

Der erste Nachweis von Permokarbon in Gestalt von Sandsteinen und Schiefern mit Fusulinenkalken wurde aus NE-Chios erbracht.

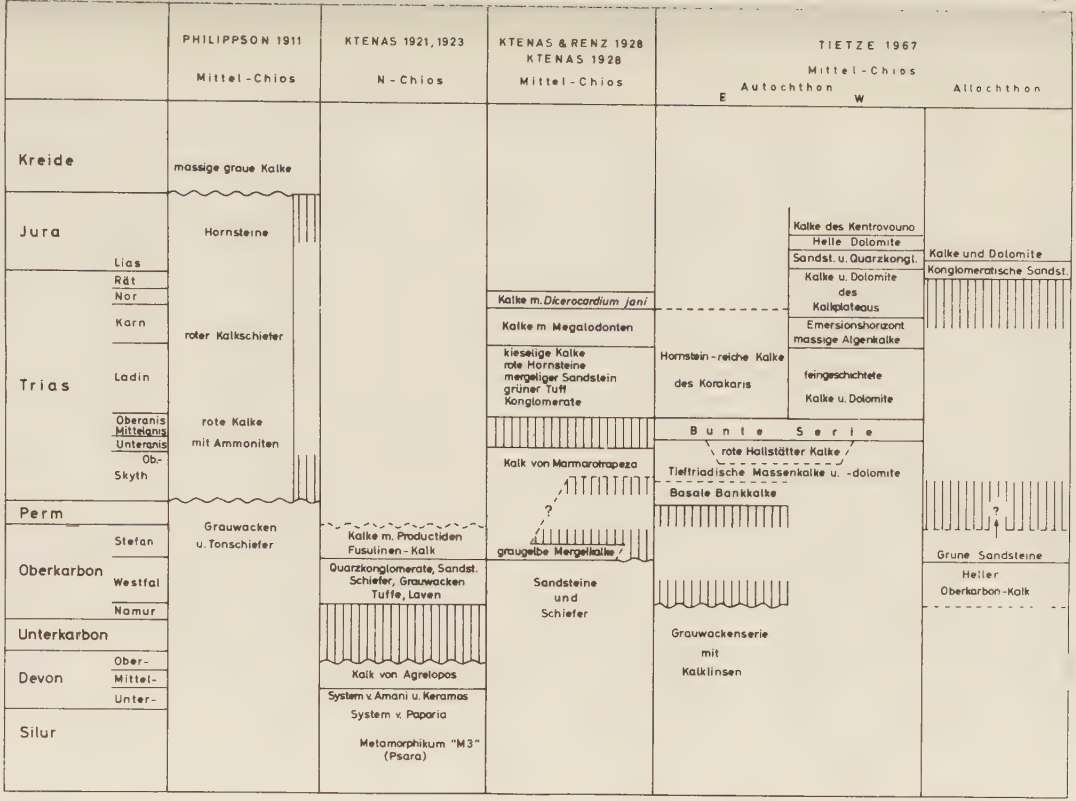


Abb. 3
Vergleich einiger stratigraphischer Gliederungen von Mittel-Chios.

Genauere Untersuchungen widmete TELLER den "limnischen und fluviatilen Bildungen des oberen Miocän" (Sarmat), die auf die Ostküste der Insel beschränkt sein sollten.

Tektonisch hielt TELLER Chios für den in sich gefalteten Westschenkel einer größeren, N-S-streichenden Antiklinale, deren Kern erin den halbkristallinen Schiefern der Spalmatori-Inseln (Oinoussai) sah.

1883 1883 erschien ein von Hofrat Dr. med. PAULI gehaltener Vortrag über Chios, in dem die Geologie angeblich nach TELLER dargestellt wurde. PAULI sprach jedoch von grauen, harten Kalken des Eozäns, die die höheren Berge der Insel aufbauen sollten.

1903 Im Jahre 1903 wurden durch A. PHILIPPSON zum ersten Mal Vorkommen von Trias auf Chios erwähnt, die er später in den umfangreichen Arbeiten "Reisen und
1911 Forschungen im westlichen Kleinasien II" (1911) eingehender beschrieb. Diesem Werk liegt unter anderem eine geologische Karte im Maßstab 1:300 000 bei, auf der die geologischen Verhältnisse von Chios, das erst 1912 wieder Griechenland angegliedert wurde, im wesentlichen nach den Ergebnissen TELLERs dargestellt sind.

Bezüglich der Tektonik schloß sich PHILIPPSON der Ansicht TELLERs an. Großregional wurde Chios dem "Ostägäischen Faltengebirge" zugeordnet.

1915,1916 Die erste Spezialbearbeitung eines Gebietes auf Chios führte M. I. MARAVELAKIS durch. Er veröffentlichte 1915 und 1916 eine petrographische Kartierung und Beschreibung vor allem der vulkanischen Gesteine aus der Umgebung von Kampiá und Kéramos (N-Chios). Die Einstufung seines stratigraphischen Profiles erfolgte ohne Fossilien.

1918 In einer weiteren Arbeit (1918) schloß PHILIPPSON Chios auf Grund seiner NNE-streichenden Falten und seiner Stratigraphie der "Mysisch-ionischen Zone" und damit erneut dem "Ostägäischen Faltengebirge"an.

1921-23 In den zwanziger Jahren erschienen einige Arbeiten von K. A. KTENAS, der mit der mehr oder weniger systematischen Erkundung von Chios begann. 1921 kündigte er eine detaillierte Kartierung im Maßstab 1:40 000 an,

die aber nicht aufgefunden werden konnte. Vielleicht entspricht ihr das Karten-Manuskript (1:100 000), das aus dem Nachlaß von KTENAS im Geologischen Institut der Universität von Athen liegt.

Das Fazit der einzelnen Arbeiten von KTENAS, die sich vor allem auf N-Chios konzentrierten, ist aus Abb. 3 zu ersehen. Besonders zu bemerken ist der "Kalk von Agrelopós", der nach Korallen in das Mitteldevon bis untere Oberdevon eingestuft wurde.

Bestimmungen jüngeren Datums (WEISSERMEL 1938, PAECKELMANN 1939) ergaben ein höheres Alter (Gotlandium? bis unteres Mitteldevon).

Die Datierung des Karbons geschah größtenteils ohne paläontologische Beweise. Productiden aus dem oberen Teil der jungpaläozoischen Folge (NE-Chios) wurden für oberkarbonisch, möglicherweise auch permisch gehalten.

Die Gesteine von Chios sollten vorwestfalisch, vortriadisch und alpidisch gefaltet sein und alle Faltenachsen ± N-S verlaufen.

1925 Nach der Kartierung eines Teilgebietes der Chios benachbarten Halbinsel Karaburun stellte KTENAS (1925) die auffallenden Übereinstimmungen mit Chios, besonders in den paläozoischen Schichtfolgen, fest.

1928 1928 setzten KTENAS und C. RENZ die stratigraphischen Untersuchungen auf Chios fort.

Aus der Umgebung des Korakáris und der Marmarotrápeza, westlich der Hauptstadt, wurde ein Profil vom Karbon bis in das Karn beschrieben (s. Abb. 3).

Durch Cephalopoden-Funde, die RENZ noch im gleichen Jahr gesondert veröffentlichte, konnten zwei Fossilhorizonte unterschieden werden:

1. Altersäquivalente der Campiler S_c hichten (obere Skythische Stufe)
2. Untere Mitteltrias.

1931 Von denselben Autoren wurden 1931 weitere Fossilfunde aus der unteren Trias und dem Oberkarbon publiziert.

1937 HERITSCH (1937, 1939, 1941), der die Korallen aus diesen Aufsammlungen bestimmte, konnte Alters-

äquivalente der Auernigschichten in NE-Chios nachweisen.

1939 Anläßlich einer Reise nach Chios gab W. PAECKELMANN 1939 einen Überblick über die Erforschung der Insel, die er durch eigene Beobachtungen, vor allem in N-Chios, ergänzte.

PAECKELMANN unterschied vier Faltungsphasen, deren Achsen annähernd gleichgerichtet N-S verlaufen sollten:

1. Kaledonische Faltung
2. Bretonische Faltung
3. leichte jungkarbonische Orogenese oder epirogene Bewegungen
4. Saalische oder pfälzische Phase der variskischen Gebirgsbildung.

Regionalgeologisch sah PAECKELMANN in Chios die Fortsetzung eines Teiles des "Ostägäischen Faltengebirges".

Die heute üblichere Ansicht, daß Chios in die "Vardar-Zone" KOSSMATs, eine der nordöstlichen Fazieszonen Griechenlands, gehöre, beruht auf den Ausführungen von C. RENZ (194o) in seiner "Tektonik der griechischen Gebirge". (In der dazu gehörenden "Tektonischen Übersichtskarte von Griechenland" hat RENZ allerdings ein großes Fragezeichen neben die Insel gesetzt).

194o

RENZ, der durch seine Sammeltätigkeit eine ganze Reihe neuer Fossilfundpunkte aufgetan hat, verdanken wir weitere Fortschritte in der Erforschung der Stratigraphie.

1945 1945 wurden durch ihn und M. REICHEL, z. T. auf älteren Ergebnissen beruhend, mehrere Horizonte des Jungpaläozoikums von NE-Chios nachgewiesen:

1. Äquivalente der unteren Auernigschichten
2. Äquivalente der oberen Auernigschichten (unteres Ouralien)
3. Triticiteskalke (obere Auernigschichten bis unteres Perm)
4. Foraminiferenkalke des oberen Unterperms und des Mittelperms.

1947,1948 Aus der tieferen Trias ("Kalk von Marmarotrápeza") wurden von RENZ, C. & RENZ, O. 1947 als Zusammenfassung, 1948 ausführlich, mehr als 100 Ammonitenarten beschrieben und abgebildet. Bezüglich der Einstufung dieses Horizontes hatte sich gegenüber 1928 nichts geändert.

1955 Im Jahre 1955 faßte RENZ die bis dahin bekannten Ergebnisse von Chios in seiner umfangreichen Arbeit "Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands" zusammen.

Neben diesem Werk entstand die "Geologische Karte von Griechenland" im Maßstab 1:500 000.

RENZ reihte die Insel wiederum in die "Vardarzone" ein und widersprach damit PHILIPPSON, der in seinem Buch "Das Ägäische Meer und seine
1959 Inseln" (1959) erneut seine Ansicht vorbrachte, Chios gehöre faziell und tektonisch zu dem küstennahen nordwestlichen Teil Kleinasiens (Ostägäisches Faltengebirge").

Eine, allerdings nicht veröffentlichte, geologische Karte von Chios im Maßstab 1:5o 000 entstand
1958 1958 durch FRANKOPOULOS im Zusammenhang mit einem hydrogeologischen Gutachten, das sich vor allem auf die Neogen- und Quartär-Sedimente bezog. Die Karte scheint im wesentlichen auf älteren Ergebnissen zu beruhen.

In jüngster Zeit war erneut der "Marmarotrápezakalk" der Anziehungspunkt für geologische Untersuchungen.

1963 1963 wurden von BENDER, H. & KOCKEL, C.W. die ersten Conodonten aus diesem Kalk abgebildet und von H. BENDER (1967 b) beschrieben. In einem Profil wurden Oberskyth und Unteranis nachgewiesen und in weitere Conodontenzonen untergliedert. Durch daneben horizontiert aufgesammelte Cephalopoden wies H. BENDER (1967 a) zum ersten Mal das "Hydasp" als Unteranis in einem Schichtenverband nach.

Der Stand der Erforschung zu Beginn der vorliegenden Arbeit zeigte, daß von Chios zwar schon einige

Glieder der Schichtfolge bekannt waren, daß aber speziell über Mittel-Chios, abgesehen von dem Profil mit dem "Kalk von Marmarotrápeza", so gut wie keine Ergebnisse vorlagen - von der Tektonik ganz zu schweigen.

Aus dieser Tatsache ergab sich das Thema für meine Arbeit: Es galt, das Gebiet geologisch neu zu kartieren, eine brauchbare Stratigraphie aufzustellen und die tektonischen Verhältnisse zu erkennen.

Gleichzeitig mit dieser Arbeit begann die Kartierung von NE-Chios durch G. KAUFFMANN und wenige Zeit später setzten die Aufnahmen von G. HERGET und W. ROTH in NW-Chios und von G. LÜDTKE und H. BESENECKER in S-Chios ein. Einige dieser Arbeiten liegen bereits gedruckt vor.

I. STRATIGRAPHIE

Die Gebirge von Mittel-Chios werden wie die Nachbargebiete auf der Insel (BESENECKER et al. 1968) aus zwei tektonischen Stockwerken mit unterschiedlichen Schichtfolgen aufgebaut: Über einem Teil der Autochthonen Serie liegen, deckenförmig überschoben, die Gesteine der Allochthonen Einheit (vgl. Abb. 3).

Die Schichtfolge des Autochthons

SILUR - KARBON

Die Grauwacken-Serie

Die ältesten , in Mittel-Chios auftretenden Gesteine gehören einer mächtigen Folge von Grauwacken, Sandsteinen und Schiefern an, die im Rahmen dieser Arbeit summarisch als eine Einheit betrachtet werden sollen.

Diese Serie findet ihre Hauptverbreitung in der nordwestlichen und westlichen Umgebung der Hauptstadt Chios und von da ausgehend nach S in einigen schmalen Streifen und Einzelaufschlüssen entlang der markanten Steilstufe aus Triaskalken bis in die Gegend von Tholopotámi (s. Abb. 4).

In der Literatur wurden die Schiefer und Sandsteine, soweit überhaupt erwähnt, stets für paläozoisch gehalten. KTENAS & RENZ (1928) vermuteten karbonisches Alter des "système schistogréseux de Parthénis". Paläontologische Belege fehlten.

Beschreibung der Gesteine:

Den am weitesten verbreiteten Gesteinstyp dieser Serie stellen braun oder braungrau anwitternde, im Bruch mehr grau erscheinende Sandsteine und Grauwacken dar. Auf den ersten Blick erinnert die Folge stark an das "Flözleere" des Ruhrkarbons.

Das Sediment ist im großen und ganzen fein- bis mittelkörnig, enthält aber lagenweise, z.B. am Hang westlich oberhalb der Kapelle Agii Apóstoli, nördlich Daphnónas, Grobsandsteine und Konglomerate, vorwiegend aus Quarzen und Lyditen (Gerölle bis 5cm ϕ). Glimmerreiche Lagen sind häufig.

Im W des Verbreitungsgebietes, in der Nähe der flach nach W einfallenden Überschiebung von Triaskalken, sind die Sandsteine und Schiefer auffallend dunkel gefärbt und lagenweise stärker quarzitisch als anderswo.

Da das Gestein, schon makroskopisch sichtbar, im allgemeinen sehr "unrein" ist, d.h. Schieferfetzen, Lydite, auch Phyllite (?), Feldspäte und andere Komponenten neben Quarz enthält, scheint der Ausdruck "Grauwacke" als allgemeine Bezeichnung angebracht. Auf lokale Strömungsverhältnisse während der Sedimentation deuten u.a. Schleifmarken (Abb. 10) und Schrägschichtung hin.

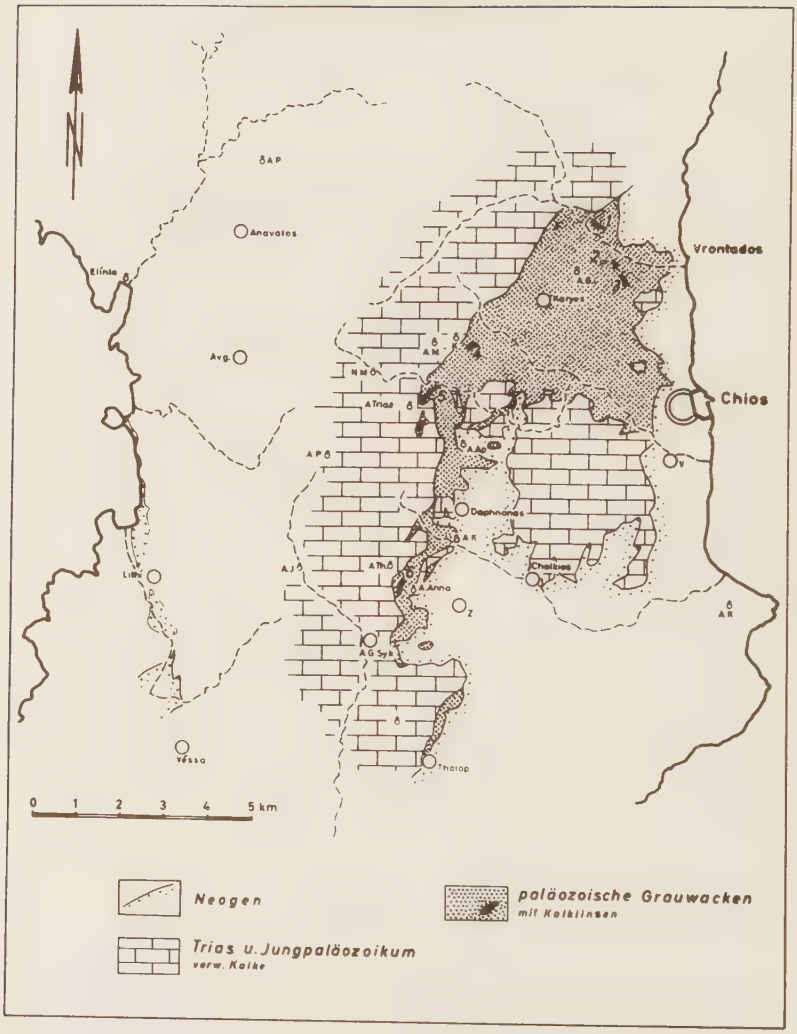


Abb. 4
Verbreitung der Grauwacken-Serie in Mittel-Chios

Als gebietsweise sehr häufige Einlagerungen in die Grauwacken treten dunkelgraue, oft glimmerreiche und sandige Tonschiefer auf, die lagenweise bis 2m mächtig werden können.

Gute Aufschlüsse liegen am Weg Chios - Daphnónas, nördlich unterhalb des Marathóvouno. Westlich des über den Parthénis führenden Aquäduktes (tis Kóris to Gefíri) fanden sich in einem etwas mächtigeren Schieferpaket einige Lebensspuren, die aber stratigraphisch nicht auswertbar sind. Daneben sind in sandigen Schieferlagen und feinkörnigen Grauwacken Pflanzenreste, leider unbestimmbares Häcksel, recht häufig.

Westlich des Psilirächi erscheinen neben Tonschiefern kleine Fetzen von stark beanspruchten schwarzen Lyditen.

Wichtiger für stratigraphische Aussagen sind einige, nur vereinzelt auftretende und räumlich eng begrenzte Einlagerungen von Kalken in die Grauwacken.

Diese Kalke, in Abb.4 stark vergrößert dargestellt, wittern, da sie meistens sandig oder fein verkieselt sind, dunkel braungrau an und lassen sich daher von weitem nicht von den Grauwacken unterscheiden. Auch morphologisch treten sie nicht hervor.

An folgenden Lokalitäten wurden größere Kalkvorkommen gefunden, von denen Nr. 1 und 6 je eine kleine Conodontenfauna geliefert haben:

1. Zwischen Réma Arménis und dem Aipos, am Pfad, der von der Straße Vrontádos - Volissós oberhalb der letzten Häuser von Vrontádos nach W abzweigt: Teilweise feingeschichteter mittel- bis dunkelgrauer schwach verkieselter Kalk mit feinen Lagen von sandigem glimmerreichem Material. Dieser Kalk lieferte folgende

Fossilien (Probe 288/2):

Foraminiferen

Conodonten, darunter
Idiognathoides attenuatus (HARRIS & HOLLINGSWORTH)

Datierung: Tieferes Oberkarbon.
Die Formart Idiognathoides attenuatus ist bisher nur bekannt aus der "Wapanucka formation" von Oklahoma und aus der "Dimple formation" der Marathon Region in Texas (= Lower Pennsylvanian).

Wenige Meter südlich unterhalb dieses Vorkommens stehen in dem Bachriß weitere Kalke in einem Profil an (Abb. 5). Die steil nach S einfallende Schichtfolge zeigt übereinander (v. N. n. S.):

a) bräunliche glimmerreiche Grauwacken, oben schwach kalkig
b) dunkelgraue Tonschiefer mit flaserigen dunklen Kalken
c) flaserige und dünnbankige dunkelgraue Kalke mit feinen Schiefereinlagen
d) eine ca. 1 m dicke Bank dunkelgrauen Kalkes
e) dünnbankige und flaserige dunkle Kalke
f) mittelgraue Tonschiefer mit Kalklinsen und -bänkchen
g) Störung
h) feinsandige bräunliche Schiefer mit flaserigen Kalkeinlagen
i) Schiefer, Sandsteine.

Dieses Vorkommen, es läßt sich im Streichen noch einige Meter nach W und E verfolgen, zeigt den linsenartigen Charakter der Kalkeinlagerungen.

2. An der Straße von Vrontádos zum Kloster Agios Geórgios, etwa auf halber Strecke und

3. auf dem Gipfel und am S-Hang der Höhe nordwestlich des Latómi: Mit den Grauwacken verfaltete dunkelgraue, z. T. feinschichtige spatige Kalke mit einzelnen sandigen Lagen.

4. Im Taleinschnitt östlich unterhalb der Kirche Kourná: dm-gebankte mittelgrau bis bräunliche Kalke, die sehr stark mit Hornsteinknauern durchsetzt sind. Die umgebenden Grauwacken und Schiefer sind auffallend dunkel und z. T. quarzitisch.

5. Im Tal nordöstlich unterhalb der Kapelle Agia Triás (Abb. 6): Der ca. 10 m mächtige Kalk ist dunkelgrau, lagenweise sandig und teilweise verkieselt. In seinem oberen Abschnitt wechsellagert er mit sandigen Schiefern.

6. Nordwestlich oberhalb der Kapelle Agia Anna, westlich Zyphiá: dm-gebankte, auch knollige mittelgraue Kalke mit Feinschichtung. Das Gestein ist intensiv gefaltet und von Spatadern durchsetzt.
Die Säureaufbereitung erbrachte folgende
Fossilien (Proben 203/3, 276), deren Bestimmung ich Herrn Prof. W a l l i s e r , Göttingen, verdanke:

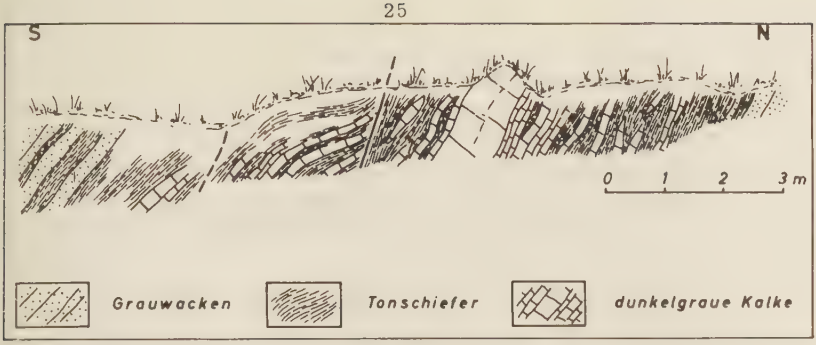


Abb. 5
Kalk-Einlagerungen in Grauwacken und Tonschiefer des Karbons. Bachriß südl. unterhalb des Aipos.

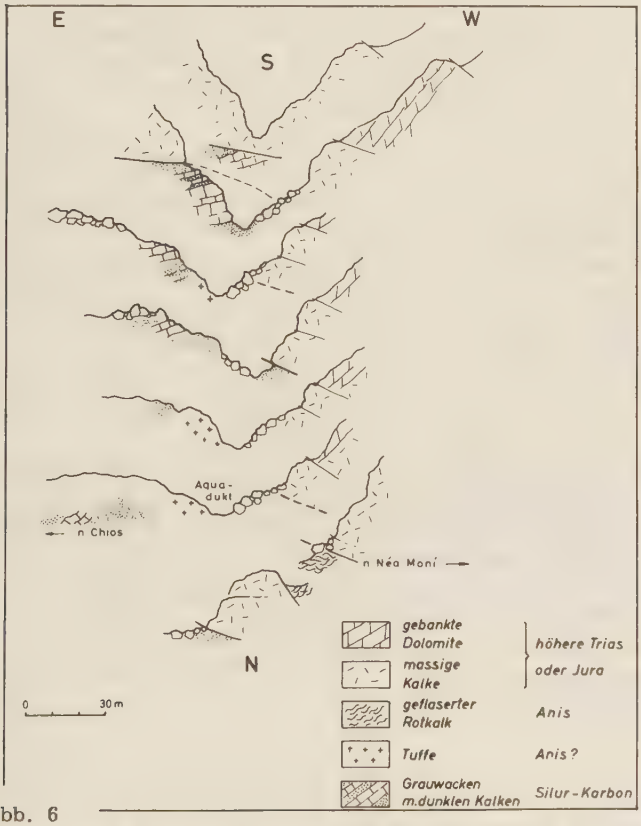


Abb. 6
Profil-Serie durch den Kalkplateau-Rand nordöstl. A. Triás.

Conodonten
Belodella sp.
Hindeodella equidentata RHODES
Ligonodina sp.
Lonchodina greilingi WALLISER
Lonchodina walliseri ZIEGLER
Neoprioniodus bicurvatus (BRANSON & MEHL)
Ozarkodina typica denckmanni ZIEGLER
Paltodus recurvatus RHODES
Plectospathodus extensus RHODES
Polygnathoides siluricus BRANSON & MEHL
Spathognathodus inclinatus (RHODES)
Spathognathodus inclinatus inclinatus (RHODES)
Trichonodella symmetrica (BRANSON & MEHL)

Datierung: Mischfauna der siluricus-Zone (Mittel- bis Ob.-Ludlow) und der steinhornensis-Stufe (oberstes Silur bis unterstes Unter-Devon). Da devonische Formen fehlen, handelt es sich wahrscheinlich um den tieferen Teil der steinhornensis-Stufe, die eosteinhornensis-Zone (s. WALLISER 1964).

Von der Lokalität Nr. 5, nordöstlich A. Triás, ist noch eine weitere Besonderheit zu nennen: Es sind die von F. TELLER (1880, S. 343) erwähnten "wiederholten Einlagerungen von serpentinisirten Gesteinen und stark zersetzten grünen Tuffen, die man als Diabastuffe ansprechen möchte".
Auf der östlichen Seite des Tales stehen hier in mehreren kleinen Aufschlüssen zwischen dem alten Aquädukt im N und der Stufe aus hellen mesozoischen Kalken im S verschiedene vulkanische Gesteine an (s. Abb. 6):

a. hellbrauner, sehr feinkörniger Tuff (?), stark von kleinen Scherflächen und Kalzitadern durchsetzt. Schliff (152/8): eventuell Keratophyr.
b. Sehr feinkörniger, bröckeliger, grüner, nach der Schliffbestimmung saurer Tuff mit älteren von Quarz und jüngeren von Kalzit ausgefüllten Klüften (Probe 152/10).
c. Mittelkörniger graugrüner und grüner Tuff oder Vulkanit mit größeren Feldspat-Einsprenglingen. Schliff (417/4): Rhyolith oder Latit oder Rhydazit mit Kugeln aus Quarz; stark karbonatisiert; effusiv.

Die Dünnschliffe hat freundlicherweise Herr Prof. H. H e n t s c h e l, Wiesbaden, begutachtet.

Nach dem Geländebefund kann nicht vollends ausgeschlossen werden, daß es sich um Einlagerungen von Tuffen in die Grauwacken handelt, wie sie z.B. aus N-Chios, im Tal von Kampiá bekannt sind (MARAVELAKIS 1915; KTENAS 1921 (a); HERGET 1968).

Wahrscheinlicher ist aber, daß diese Vorkommen mit den, noch zu beschreibenden, mitteltriadischen Tuffiten aus dem Gebiet zwischen Marathóvouno und Kephalovoúni verglichen werden müssen.

Hierfür spricht vor allem der Habitus des Gesteins. Außerdem verrät ein direkt am Weg und am Aquädukt aufgeschlossener Keil von gefältelten Rotkalken der Mitteltrias, daß mit Einschuppungen fremder Gesteine in diesem Gebiet durchaus zu rechnen ist.

Das Alter der Grauwackenserie

Die Grauwackenserie von Mittel-Chios setzt nach den erwähnten Fossilfunden spätestens im o b e r e n S i l u r ein und entspricht zeitlich wahrscheinlich dem durch G. KAUFFMANN 1965 und HERGET & ROTH 1968 aus N-Chios beschriebenen älteren Paläozoikum. Von dort wurden Silur, Devon und Karbon mit Fossilien nachgewiesen.

Es sei darauf hingewiesen, daß die aus N-Chios bekannten Einlagerungen von Kieselschiefern und grünen Vulkaniten in Mittel-Chios fehlen (KTENAS 1921 (a), 1923 (a); PAECKELMANN 1939; HERGET & ROTH 1968).

Für ihre Reichweite zum Hangenden hin erhalten wir außer durch den Fund von Idiognathoides attenuatus (HARRIS & HOLLINGSWORTH) Hinweise durch fossilbelegtes Westfal in der Fazies reiner heller Kalke, das in der Allochthonen Einheit in dem westlichen Gebiet vorkommt.

Wir können daher wohl annehmen, daß die Grauwackenserie bis in das t i e f e r e O b e r k a r b o n , höchstens in das u n t e r e W e s t f a l hinaufreicht und damit noch den jüngsten Teil des klastisch-paläozoischen Unterbaues von Chios umfaßt.

Diese Serie wurde vor dem Permoskyth während einer oder mehrerer Phasen der variskischen Orogenese gefaltet (s. S.122).

PERMOSKYTH

Die paläozoischen Grauwacken werden in Chios mit Schichtlücke und Diskordanz überlagert von der B a s a l e n S e r i e , die in Mittel-Chios nur unvollständig entwickelt ist. Hier beginnt diese Schichtfolge (s. Abb. 3 und Beilage 1) erst mit den

B a s a l e n B a n k k a l k e n .

(Die in N-Chios in ihrem Liegenden auftretenden "Basalen Konglomerate und Sandsteine " (BESENECKER et al. 1968) = mittleres Karbon bei KTENAS (1921 b) fehlen hier.)

Man findet die Basalen Bankkalke aufgeschlossen nur in dem Gebiet zwischen Chios-Ostküste und der Kalk-Steilkante im W des Grauwackengebietes: Am Látomi-Westhang (Vrontádos) und in einem ± zusammenhängenden schmalen Streifen, der sich vom N- und W-Hang des Marathóvouno über die Marmarotrápeza bis zum Kephalovoúni fortsetzt. Ferner von nördlich des Kephalovoúni nach SW zum Psilirách hinziehend und vereinzelt westlich des Psilirách.

Gesteine:

Es sind dünn- bis mittelgebankte verschiedenartig aussehende Kalke, die aber als Ganzes einen sehr typischen Horizont bilden.

Der untere Bereich dieser Kalke zeichnet sich durch lebhafte Wechsellagerung von dm-gebankten mittelgrauen und braunen mergeligen Kalken, sandigen Kalken, graubraunen sandig-mergeligen Schiefern und kalkigen Sandsteinen aus. Die nordwestlich unterhalb des Marathóvouno auftretenden braunen konglomeratischen Sandsteine konnten nicht sicher von den Grauwacken abgegrenzt werden. Die sandigen Anteile nehmen nach oben allmählich ab, und es überwiegen mittel- bis dunkelgraue Kalke mit bisweilen recht hohem Dolomitgehalt, so daß das Gestein meist hellbraun anwittert.

Einige dunklere Kalkbänke sind fein parallel geschichtet. Daneben gibt es Lagen mit sehr unruhiger, knolliger und wursteliger Struktur, die in endostratische Brekzien übergehen können. An einigen Stellen scheint es, als sei das Sediment bei der Brekzisierung noch nicht ganz verfestigt gewesen.

Westlich der Kapelle A. Anna/Marathóvouno finden sich direkt über quarzitischen Sandsteinen, bzw. Grauwacken, einige Lagen von braunem knolligen Mergelkalk, in den linsenartig eine Fein-

brekzie aus gelblichem Kalk mit rotem Bindemittel eingeschaltet ist.

Die gelbbraun anwitternde Matrix der wursteligen Kalke läßt die dunkelgrauen Komponenten oft besonders deutlich hervortreten, eine Erscheinung, die für die Basalen Bankkalke typisch ist.

Bezeichnend sind ferner Schnecken- und Mu schelpflaster und häufige Rhizocorallium-ähnliche Lebensspuren, vermutlich Wurmröhren, die auf den Schichtflächen herauswittern.

Faziell bestehen Ähnlichkeiten mit den Kalkbänken in den Grünen Sandsteinen, die den Hellen Oberkarbon-Kalk überlagern (Allochthone Einheit).

Zum Hangenden hin werden die Kalke dickbankiger und gehen schließlich in die Tieftriadischen Massenkalke bzw. -dolomite über.

Die Mächtigkeit der Basalen Bankkalke schwankt zwischen 0 und 20 m. Im Gebiet nordöstlich des Marathóvouno sind sie ziemlich geringmächtig (3 - 10 m), nördlich unterhalb des Gipfels bei der kleinen Quelle fehlen sie sogar vollständig. Wahrscheinlich sind sie hier durch disharmonische Bewegungen an der Grenze Grauwacken/massige Dolomite unterdrückt. Die größte Mächtigkeit wird am W-Hang des Marathóvouno erreicht, die sich durch Spezialfältelung im m-Bereich scheinbar noch vergrößert.

Das Alter der Basalen Bankkalke

Aus dem Gebiet um den Marathóvouno wurde dieser Horizont zum ersten Mal von KTENAS (in KTENAS & RENZ 1928) erwähnt und vorsichtshalber als "älter als Werfénien" datiert, weil darüber im "Kalk von Marmarotrápeza" Cephalopoden des Werfénien - Virglorien gefunden wurden. In einer weiteren Arbeit (1928, S. 705) stufte KTENAS diesen Kalk an Hand unbestimmbarer Korallen, Crinoiden und Productus-Steinkerne als Permokarbon ein, vermutlich auch, weil er den unteren sandigen Abschnitt als Wechsellagerung mit den Grauwacken deutete. KTENAS verglich die Basalen Bankkalke mit dem "horizon inférieur á Fusulines et Crinoides de l'Ouralien" (1928, S. 402), den er z.B. aus dem Tal von Kampiá (N-Chios) beschrieben hatte (1921 b). Hier wie dort fehlten ihm allerdings die Fusulinen.

> KTENAS' Einstufung dieses Kalkes (1921 b) als Ouralien oder bis in das Perm reichend beruhte auf dem irrtümlichen Vergleich mit den von TELLER (1880) aus NE-Chios

beschriebenen Fusulinen-Kalken, die nach der derzeitigen Auffassung (KAUFFMANN 1967, BESENECKER et. al. 1968) das allochthone Profil kennzeichnen.

Fossilien sind in den Basalen Bankkalken häufig, aber meist so schlecht erhalten, daß eine nähere Bestimmung nicht möglich ist.

In der Nähe der Kapelle Agia Anna (östl. Marathóvouno), am Marathóvouno-W-Hang und am E-Hang der Marmarotrápeza konnten, oft in Schalenpflastern auftretend, gefunden werden:

Zahlreiche Gastropoden-Steinkerne
Lamellibranchiaten: Pteriidae (u.a. Pseudomonotis)
Wurmröhren?: ovaler Querschnitt, meist gradliniger, seltener gebogener Verlauf. Vorwiegend in Bündeln auftretend.

Diese Reste lassen eine genauere Datierung natürlich nicht zu, aber der Charakter der Fauna, vor allem die Pteriiden, erinnert stark an die von OGILVIE-GORDON 1927 aus den Werfener Schichten der Südtiroler Dolomiten beschriebenen Fossilien.

Die von KTENAS (1928, S. 705) erwähnten Korallen, Crinoiden und Productus-Steinkerne konnten nicht einmal andeutungsweise gefunden werden.

Bei der Aufbereitung mit Monochloressigsäure wurden folgende Fossilien gefunden:

a) Am Parthénis, unterhalb des Steinbruches, ca. 300 m westlich der Kaserne von Chios:
dünnbankige dunkelgraue Kalke, feingeschichtet
(Probe 88/6, 310/3, 567):

Foraminiferen, darunter
Ammodisciden

Conodonten
Belodella cf. triangularis (STAUFFER)
Hibbardella sp.
Lonchodina sp.
Spathognathodus cf. triangularis BENDER

Belodella, die nach WALLISER (freundl. mündl. Mitt.) nicht jünger als mitteldevonisch ist, kann nur durch Umlagerung in die Basalen Bankkalke geraten sein.

b) E-Hang der Marmarotrápeza, nordwestlich oberhalb Wasser-

fall:
Feinspätiger dunkelgrauer Kalk mit Schillagen (Probe 489):

Foraminiferen
Ammodiscus sp.
Glomospirella sp.

Conodonten
Hindeodella sp.
Lonchodina cf. mülleri TATGE
Spathognathodus cf. triangularis BENDER

c) Marathóvouno, W-Hang, an der Straße Chios-Daphnónas (Probe 39):
Ammodisciden

d) Marathóvouno W-Hang, barometr. Höhe 120 m:
Mittelgrauer, dm-gebankter, schwach dolomitischer Kalk mit Muschelresten (Probe 304/5):

Ostracoden

Conodonten
Hindeodella ? sp.
Hindeodella triassica MÜLLER
Spathognathodus cf. cristagalli HUCKRIEDE

e) Marathóvouno W-Hang, barometr. Höhe 130 m:
dm-gebankter, feinsandiger mittelgrauer Kalk mit grünlichen, sandigen, glimmerreichen Lagen (Probe 303/4):

Ostracoden
Foraminiferen
Ammodiscus sp.

Conodonten
Hadrodontina sp.
Hindeodella sp.
Roundya sp.
Spathognathodus sp., aff. triangularis BENDER

Sämtliche Proben sind sehr individuen- und artenarm. Für eine ungefähre Einstufung bietet nur Spathognathodus Anhaltspunkte. Es sind Formen, die zwar Anklänge an Spathognathodus divergens BENDER & STOPPEL aus dem deutschen Zechstein I zeigen, die aber eher vergleichbar sind mit Spathognathodus cristagalli HUCKRIEDE aus dem Skyth der Salt Range, Spathognathodus triangularis BENDER aus dem Oberskyth von Chios und mit

Spathognathodus sp. A STAESCHE aus dem Skyth Südtirols. (Die genetischen Zusammenhänge der permischen und der tieftriadischen Art sind noch nicht näher untersucht). Auf ein tieftriadisches Alter deuten auch Hadrodontina und die Hindeodellen hin.

Stellen wir allerdings in Rechnung, daß die Conodonten gerade des höheren Perms noch kaum erforscht sind, so datieren wir die Basalen Bankkalke vorsichtshalber als P e r m o s k y t h .

KTENAS (in: KTENAS & RENZ 1928, S. 402) machte bereits auf eine Schichtlücke im Bereich des Koraká ris zwischen dem untertriadischen "calcaire de Marmarotrapeza" und den "couches primaires" darunter aufmerksam. Diese Lücke sollte außer dem "calcaire à Fusulines" den "horizon à Productus cora et des couches détritiques supérieures de l'Anthracolithique" (KTENAS & RENZ 1928, S. 402; vgl. auch KTENAS 1923) umfassen und die "série des couches conglomératiques à gros galets et des couches gréseuses et phtanitiques, à lentilles de houille qui termine, vers le haut, le Carbonifère moyen" (vgl. auch KTENAS 1921 b) (= Basale Konglomerate und Sandsteine).

Tatsächlich scheint der "horizon à Productus cora et des couches..." auf die allochthone Schichtreihe beschränkt zu sein (KAUFFMANN 1967), ist hier also nicht zu erwarten.

> Nebenbei sei erwähnt, daß KTENAS (1928, S. 706) auch andeutete, der Kalk von Marmarotrápeza schlösse ohne erkennbare Abgrenzung viele Stufen vom Permokarbon bis Anis ein.

Daß die Basalen Konglomerate und Sandsteine in Mittel-Chios in der aus N-Chios bekannten Ausbildung fehlen, hat sich bestätigt. Wir erkennen aber nach Vergleichen mit einigen Profilen aus N-Chios (nördlich Langada, Pelinaion) ihre Äquivalente, bzw. die ihres hangendsten Bereiches in den sandigen und sandigkalkigen unteren Lagen der Basalen Bankkalke von Mittel-Chios wieder. Diese müssen wir heute - im Gegensatz zu KTENAS (1921 b, 1928) und PAECKELMANN 1939, die paläozoisches Alter annahmen und die klastischen Anteile als regressiven Abschluß des "mittleren Karbons" auffaßten - als die mit einer Transgression beginnende Basis der alpidischen Schichtfolge ansehen.

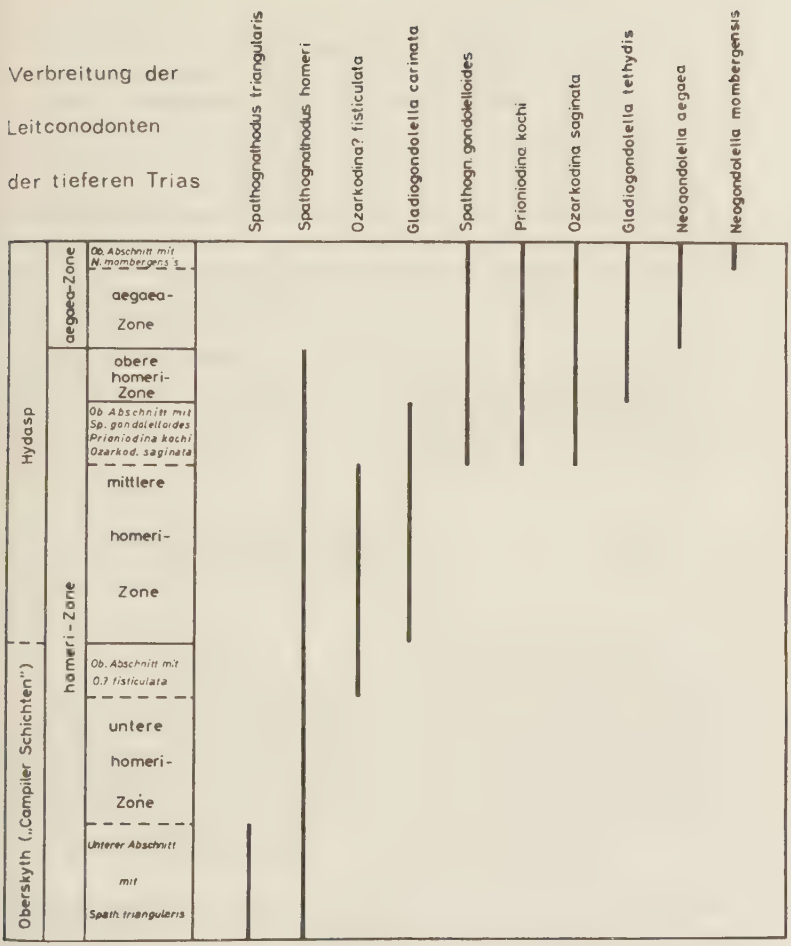


Abb. 7
Verbreitung der Leit-Conodonten der tieferen Trias
(Aus BENDER 1967 b, Abb. 1)

SKYTH - UNTERANIS

Die Unter- und tiefe Mitteltrias werden in Chios beherrscht von ± massigen hellen Kalken und Dolomiten (Tieftriadische Massenkalke und -dolomite). Mit diesen verzahnen sich, etwa in Form größerer Linsen, rote, häufig Cephalopoden-führende Kalke in Hallstätter Fazies.

Die Hauptverbreitung in Mittel-Chios liegt, wie bei den Basalen Bankkalken, zwischen der Stadt Chios und dem Gebiet um den Kephalovoúni (s. auch Abb. 31). Zwei weitere Einzelvorkommen stellen der Latómi bei Vrontádos und, im NW des Arbeitsgebietes, Aufschlüsse im Tal von Elínta (nordwestlich Anávatos) dar.

Die bei der Beschreibung der Gesteine und Fossilien verwendeten Ziffern und Profilhinweise beziehen sich auf die entsprechenden Markierungen auf Beilage 1.
Die Einstufung der Conodonten-Proben bezieht sich auf BENDER 1967 b (s. Abb. 7).

Tieftriadische Massenkalke und -dolomite

Beschreibung:

Die Basalen Bankkalke gehen zum Hangenden hin durch Zunahme der Bankdicke und Abnahme der dunklen Färbung rasch über in ± massige Kalke und Dolomite, die sich ohne scharfe Grenze gegenseitig vertreten können. Die Dolomite sind meistens blaßrosa und recht grobspätig. Die Kalke können feinstkörnig oder ebenfalls sehr grobspätig sein. Ihre überwiegend helle Färbung reicht von grau, weißgrau und unregelmäßig graugefleckt, bis zu rosa und intensiv rot (Hallstätter Fazies). Die Mächtigkeit beträgt im östlichen Gebiet 40 - 70 m .

Das Gestein ist im allgemeinen massig bzw. von einer nur von weitem erkennbaren Riesenbankung durchzogen. Nur lokal, im tieferen Bereich des Profiles, sind dünnere Bänke abgesondert (Profil II/2), die den Basalen Bankkalken faziell ähneln und die Zusammengehörigkeit der beiden Horizonte bestätigen.

Die Anwitterungsfarbe der kalkigen Bereiche ist vorwiegend fahl hellgrau, die der Dolomite typisch mehliggrau bis rosa. Die Verwitterungsformen sind weniger schroff als bei den obertriadischen und jurassischen Kalken.

Erwähnenswert sind bläulich-graue, stark umkristallisierte glasige Kalke, häufig von rötlichen Suturen durchsetzt, die besonders in Gebieten stärkerer tektonischer Beanspruchung aufzutreten scheinen, wie z.B. am W- und NW-Hang des Psilirächi (seigere bis überkippte Lagerung) und am Latómi.

Als fazielle Besonderheit findet man hier und da in den Tieftriadischen Massenkalken und -dolomiten endostratische Brekzien, die oft ohne scharfe Grenze aus den Kalken hervorgehen. Häufig sind die Komponenten kalkig, das Bindemittel aber dolomitisiert (Marathóvouno).

Am Latómi enthalten die z.T. sehr groben Brekzien neben grauem und blaugrauem Material auch rote Kalkkomponenten (Beilage 1, Profil I) (vgl. auch TELLER 1880, S. 343), die, wenn sie überwiegen, lokal zu Rotkalken überleiten.

Die Probe einer roten Kalkbrekzie mit blaugrauen, stark umkristallisierten Komponenten aus dem großen Steinbruch östlich des Latómi-Gipfels ergab eine kleine Conodontenfauna (Probe 215/1):

Hindeodella multihamata HUCKRIEDE
Hindeodella triassica MÜLLER
Lonchodina cf. mülleri TATGE
Prioniodella prioniodellides (TATGE)
Spathognathodus homeri BENDER

Datierung: Skyth bis Unteranis (homeri-Zone). Triassisches Alter nahm bereits KTENAS (1928) an.

Im unteren Teil der Dolomite bzw. Kalke sind zuweilen (W-Hang Marathóvouno, Psilirächi) violettrote feinsandige, oft schiefrige, glimmerreiche (Biotit) Lagen eingeschaltet (vielleicht mit Tuff-Material), die in dem Tälchen südlich der Kapelle Agia Anna/Marathóvouno bis 2 m mächtig werden (Profil III/1). Hier treten außerdem grünlichgraue Hornsteinbänkchen auf.

Der stratigraphische Umfang der Massenkalke und -dolomite reicht vom Skyth bis in das Unteranis. Im Anschluß an die Beschreibung der Rotkalke in Hallstätter Fazies wird dieses Thema eingehender behandelt.

Westlich der Kaserne von Chios, unterhalb des Steinbruches am Parthénis haben die massigen hellen Kalke, die sonst nur ein paar Crinoiden- und Muschelbruchstücke zeigen, einige bescheidene Conodonten-Funde, darunter Spathognathodus triangularis BENDER, geliefert, die ausreichen, um ein skythisches Alter

auch des untersten Abschnittes zu belegen (s. S. 43 ; Profil II/1 und 2).

Rote Hallstätter Kalke des Oberskyth und Unteranis

Unter der Bezeichnung "calcaire de Marmarotrapeza" wurden von K. A. KTENAS (in KTENAS & RENZ 1928, S. 401) im W der Stadt Chios (Marmarotrápeza) verbreitete rote Kalke mit Ammoniten des "Werfénien supérieur" bis "Virglorien inférieur" beschrieben. Hinzugerechnet wurden auch graugelbliche mergelige Kalke, die als "älter als Werfénien" (= Basale Bankkalke) eingestuft wurden.

> In den älteren Karten gilt die Bezeichnung "Marmarotrápeza" für sämtliche Hügel nördlich des Korakáris, Gemeint ist wahrscheinlich der Marathóvouno, einer der östlicheren Berge.

In der folgenden Zeit verstand man unter "Kalk von Marmarotrápeza" im allgemeinen nur die roten Ammoniten-führenden Kalke in Hallstätter Fazies (KTENAS & RENZ 1931; RENZ, C. & RENZ, O. 1947, 1948; RENZ, C. 1955; BENDER, H. & KOCKEL, C. W. 1963; BENDER, H. 1967 a).

Obgleich diese Kalke flächenmäßig eine untergeordnete Rolle in Chios spielen, kommt ihnen in stratigraphischer Hinsicht erhebliche Bedeutung zu. Ihnen verdanken wir sowohl den ersten Nachweis von Trias auf Chios als auch eine heute bis zur Zonengliederung durchgeführte Feinstratigraphie der tieferen Trias.

Gesteine:

Die Hallstätter Kalke sind in der Regel gut gebankte rote, auch graue, fossilreiche Kalke. Sie treten als mehr oder weniger unregelmäßig begrenzte Linsen hauptsächlich in dem höheren Bereich, meistens sogar an der Obergrenze der Tieftriadischen Massenkalke und -dolomite auf. Die Ausdehnung und Mächtigkeit der Rotkalk-Linsen ist sehr unterschiedlich. Die größten Mächtigkeiten betragen um 20 m.

Die Kalke sind verschiedenartig gebankt. Man findet sowohl cm-plattige und dm-gebankte Lagen als auch m-dicke (bis 3m) Bänke. Letztere ergeben einen sehr hübschen Baustein (Marathóvouno, Marmarotrápeza, Psilirách).

Die Gesteine können sehr feinkörnig, tonreich und oft feingeschichtet sein, ebenso aber spätig und körnig. Gebietsweise sind sie verkieselt. Sehr häufig erscheinen Lagen voller Organismen-Detritus, unruhig geschichtete und flaserig-knollige Kalke, die lokal in feine Rotkalkbrekzien übergehen.

Im höheren Teil, z.B. am Marathóvouno (Profil IV/4) treten mächtigere grobe, vermutlich syngenetische Brekzien und Konglomerate aus verschiedenen Rotkalken, auch grauen Kalken, auf, die man möglicherweise schon der Bunten Serie zurechnen kann.

Besonders interessant gestaltet sich der Grenzbereich zwischen den massigen Kalken und den Rotkalk-Linsen. Man findet kontinuierliche Übergänge von grauen zu roten Kalken unter allmählichem Einsetzen von Bankung (z.B. in der Umgebung des Steinbruches am Parthénis und nördlich des Kephalovoúni). Andererseits beobachtet man, z.B. in dem Tälchen südlich der Kapelle A. Anna/Marathóvouno (Profil III/2), in den grauen Kalken des Übergangsbereiches (mit einer Conodontenfauna des Oberskyth) lokal einen feingeschichteten Wechsel von grauem und rötlichem Material. Solche parallel geschichteten Lagen gehen über in sehr unruhige fließwulstähnliche Strukturen, in einzelne zerrissene Schichtpaketchen, die wirr übereinandergeschoben und verstellt sein können und zu einer Art Brekzie mit feingeschichteten Komponenten überleiten. Schrägschichtung ist ebenfalls zu beobachten. Die in dieses Sediment eingebetteten Ammonitengehäuse liegen völlig regellos.

In die Rotkalke sind vulkanische Tuffite eingelagert. Die ersten, sehr dünnen Einstreuungen vulkanischen Materiales setzten bereits im Oberskyth ein.

Südlich der Kapelle A. Anna/Marathóvouno (Profil III/3), am Marathóvouno (Profil IV/2; vgl. auch BENDER, H. & KOCKEL, C.W. 1963) sind es nur wenige Zentimeter mit Tuffmaterial durchsetzte dunkelrote Kalkmergel. Nach W zu, im Bereich des Kephalovoúni (Profil VII/3 und Profil VIII) werden diese Einlagerungen mehrere Meter mächtig und bedingen eine deutliche Unterbrechung des Rotkalk-Profiles.

In dem Tälchen nördlich unterhalb des Kephalovoúni (Profil VII) folgen über ± senkrecht stehenden rötlichen, stark verkieselten

Tieftriadischen Massenkalken (2) einige Meter hellgrüne, stark kalkige Tuffite (3), bzw. Tuffit-Konglomerate, mit Kalkgeröllen. Diese werden - mit Übergang - überlagert von einer ca. 10 m dicken Rippe gebankter Rotkalke mit zahlreichen Ammoniten - Querschnitten (4 u. 5). Dann folgen erneut Tuffit-Konglomerate (=Bunte Serie) (6).

Folgende Conodontenfauna belegt, daß die Kalkrippe die Fortsetzung der Hallstätter Kalke darstellt: Oberer Bereich der Rotkalke (5) (Probe 91/4):

Conodonten
- Apatognathus radiatus BENDER
- Gladigondolella carinata BENDER
- Ozarkodina ? fisticulata BENDER
- Ozarkodina saginata HUCKRIEDE
- Ozarkodina tortilis TATGE
- Spathognathodus homeri BENDER

Ostracoden
Fischzähne

Datierung: unteres Unteranis (mittlere homeri-Zone)

ca. 4 m tiefer (4) (Probe 91/3):

Conodonten
- Hindeodella raridenticulata MÜLLER
- Ozarkodina turgida BENDER
- Spathognathodus homeri BENDER

Datierung: Oberskyth bis Unteranis (homeri-Zone)

Weiter westlich des Kephalovoúni, am Kakós Potamós (Profil VIII), sind die Verhältnisse sehr ähnlich. Die untere Kalkbank enthält folgende Fauna (Profil VIII/1) (Probe 96/4):

Fischzähne
Ostracoden
Conodonten
- Lonchodina discreta ULRICH & BASSLER
- Lonchodina mülleri TATGE
- Ozarkodina cf. delicatula (STAUFFER & PLUMMER)
- Ozarkodina turgida BENDER
- Roundya sp.
- Spathognathodus homeri BENDER
- Spathognathodus cf. triangularis BENDER

Datierung: Oberskyth (untere homeri-Zone)

Höher im Profil, im Unteranis, wechsellagern die verschieden grün oder dunkel braunrot gefärbten Tuffite, die sehr kalkhaltig sein können, mit Rotkalken(südlich oberhalb des Steinbruches am Parthénis westlich der Kaserne von Chios) (Profil II/7), um dann in die Bunte Serie überzuleiten, die hier im östlichen Bereich vorwiegend aus Tuffit-Konglomeraten besteht.

Das Alter der roten Hallstätter Kalke

Das Interesse für die roten Kalke der Marmarotrápeza wurde durch die Veröffentlichung der ersten Ammoniten-Funde von A. PHILIPPSON (1903) aus dem Gebiet westlich der Stadt Chios geweckt. Die Kalke sollten nach J. JAEKEL ein obertriadisches, nach E. SCHELLWIEN (1903) ein mitteltriadisches Alter besitzen. Spätere Fossilfunde, vor allem durch K. A. KTENAS und C. RENZ führten zu einer Einstufung der Rotkalke in das "Werfénien supérieur" und "Virglorien i nférieur" (KTENAS & RENZ 1928). Diese Datierung wurde von C. RENZ & O. RENZ (1947, 1948), denen eine Fülle von Ammoniten (mehr als 100 Arten) aus dem Gebiet zwischen Kephalovoúni und Chios zur Verfügung stand, eingeschränkt auf das Oberskyth (Campiler Schichten). Lediglich ganz wenige Exemplare, lose aufgesammelte Stücke, wiesen auf das Vorhandensein von Unteranis hin.

In jüngster Zeit wurde das Rotkalk-Vorkommen am Marathóvouno (s. Abb. 8) von H. BENDER eingehender untersucht. Die aus dem Profil "CM II" herauspräparierten Ammoniten (Faunen-Liste bei BENDER 1967 a) ergaben das Alter für die untersten 3 m (innerhalb derer auch die ersten Tuffite gefunden wurden): Oberskyth.
Aus den Kalkbänken zwischen 10,5 und 11 m dieses Profiles erhielt BENDER eine Ammoniten-Fauna des "Hydasp" (sensu PIA 1930) = Unteranis, das hier zum ersten Mal in einem geschlossenen Profil nachgewiesen wurde.

Die Rotkalk-Sedimentation endet hier mit dem Unteranis.

Aus demselben Profil gewann H. BENDER das Conodonten-Material für seine Conodonten-Parachronologie der tieferen Trias (1967 b). Seine recht subtile Zonengliederung wurde auch bei der vorliegenden Arbeit verwendet (Abb. 7).

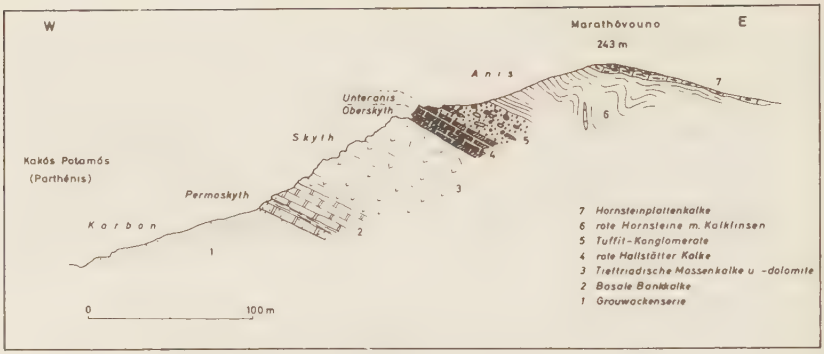


Abb. 8
Profil durch den W-Hang des Marathóvouno.

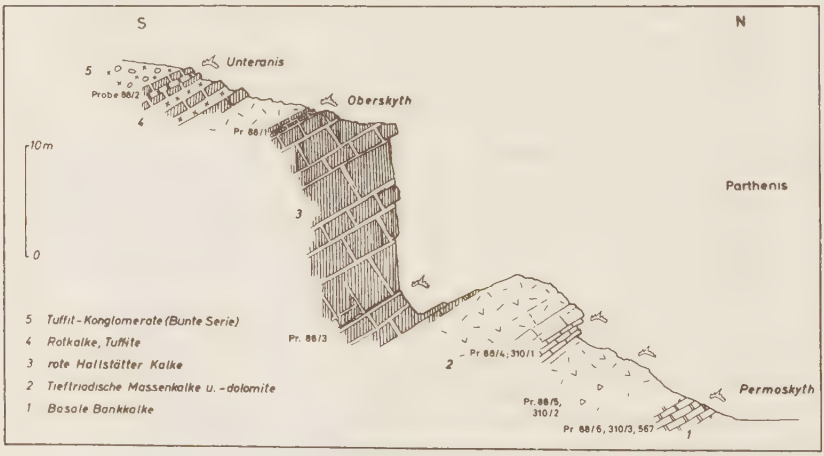


Abb. 9
Profil durch den Steinbruch am Parthénis, ca. 300 m westl. der Kaserne von Chios.

Die Kartierung des Gebietes ließ eine Reihe weiterer Rotkalk-Vorkommen auffinden, von denen einige mit Hilfe der Conodonten eingestuft werden konnten.

In dem Profil am Kephalovoúni (Profil VII) trifft man bereits im tieferen Teil der Massenkalke eine größere Rotkalklinse an (1). Am N-Hang der Höhe nordwestlich des Kephalovoúni wurde in der untersten Rotkalkbank (1) folgende Fauna gefunden (Probe 184/2):

Conodonten
- Apatognathus sp.
- Hindeodella triassica MÜLLER
- Spathognathodus triangularis BENDER

Datierung: (vermutlich tiefes) Oberskyth.

Im großen und ganzen jedoch erscheinen die Rotkalklinsen wie an der Typuslokalität an der Oberkante der Tieftriadischen Massenkalke. Genau wie dort verläuft die Grenze Skyth/Anis bei den meisten untersuchten Profilen innerhalb der oberen Rotkalke. Hierzu einige Profile (von oben nach unten) als Belege (s. Beilage 1):

Profil II: Ca. 300 m westlich der Kaserne von Chios, vom Flußbett des Parthénis durch den Steinbruch (vgl. Abb. 9):

(8) Rotbrauner Tuffit (Bunte Serie)

(7) 1,5m Wechsellagerung von dm-gebankten roten Kalken mit dunkelbraunroten Tuffiten und Konglomeraten mit Kalkgeröllen.
In diesen Rotkalken fanden sich folgende Fossilien (Probe 88/2):

Fischzähnchen
Cephalopoden-Bruchstücke
Ostracoden
Conodonten
- Apatognathus radiatus BENDER
- Gladigondolella carinata BENDER
- Ozarkodina turgida BENDER
- Spathognathodus gondolelloides BENDER
- Spathognathodus homeri BENDER

Datierung: Unteranis (oberer Abschnitt der mittleren homeri-Zone).

(6) Hellroter, darunter massiger gelblich bis rötlicher Kalk

(5) 1 m Dünnplattiger, feingeschichteter blaßroter Kalk, mergelig (Probe 88/1):

Fischzähnchen
Ostracoden
Foraminiferen
Conodonten
- Apatognathus mitzopouli BENDER
- Apatognathus n. sp.
- Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)
- Hibbardella triassica (MÜLLER)
- Hindeodella multihamata HUCKRIEDE
- Hindeodella triassica MÜLLER
- Lonchodina mülleri TATGE
- Ozarkodina tortilis TATGE
- Prioniodella prioniodellides (TATGE)
- Prioniodina mediocris (TATGE)
- Spathognathodus triangularis BENDER

Datierung: Oberskyth (untere homeri-Zone).

(4) ca. 20m Grob gebankter, dichter hellroter Kalk (Steinbruch). Dicht über der Steinbruchsohle eine dünne mergelige Lage (Probe 88/3) mit
- Spathognathodus triangularis BENDER

Datierung: Oberskyth.

(3) 3-5 m Hellgrauer massiger Kalk, schwach dolomitisch

(2) ca. 2 m Gut gebankte mittelgraue harte Kalke, in massige hellere Kalke übergehend (Probe 88/4, 310/1):

Conodonten
- Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)
- Hindeodella sp.
- Pachycladina ? sp.
- Roundya magnidentata TATGE
- Roundya meissneri TATGE
- Spathognathodus triangularis BENDER

Datierung: Oberskyth

(1) 6 - 8 m Massige hellgraue und rosa, z. T. glasige Kalke, dolomitische Kalke und Dolomite mit endostratischen Brekzien.

Eine Probe (88/5, 310/2) ca. 2 m unter den gebankten grauen Kalken ergab:

Conodonten
- Apatognathus sp.
- Hindeodella sp.
- Ozarkodina tortilis TATGE
- Spathognathodus triangularis BENDER

Datierung: Oberskyth.

Basale Bankkalke

(Hier nehmen die Rotkalke einen besonders großen Anteil des Profiles ein).

Profil III: Südlich der Kapelle Agia Anna/Marathóvouno

(4) Hellroter dickbankiger Kalk (Probe 83/3):

Fischzähnchen
Conodonten
- Apatognathus radiatus BENDER
- Hindeodella triassica MÜLLER
- Lonchodina venusta HUCKRIEDE
- Ozarkodina ? fisticulata BENDER
- Spathognathodus homeri BENDER

Datierung: homeri-Zone, da Gladigondolella carinata BENDER fehlt, wahrscheinlich oberer Abschnitt der unteren homeri-Zone (höchstes Oberskyth).

(3) Dünngebankter intensiv roter Kalk (Probe 83/2):

Fischzähnchen und -knochen
Conodonten
- Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)
- Hindeodella raridenticulata MÜLLER
- Ozarkodina turgida BENDER
- Roundya sp.
- Spathognathodus homeri BENDER
- Spathognathodus triangularis BENDER

Datierung: Oberskyth (unterer Abschnitt der unteren homeri-Zone)

Profil IX: Psilirách (südwestlich des Kephalovoúni)
Invers liegende Folge von den Basalen Bankkalken bis zur Bunten Serie.

(7) Bunte Serie: Tuffite und Konglomerate

(6) Ruschelzone mit roten Hornsteinen

(5) Gut gebankte rote Kalke, leicht verkieselt (Probe 104/2a):

Fischzähnchen
Ammoniten-Querschnitte
Conodonten
- Hindeodella bitorta BENDER
- Hindeodella ceweki BENDER
- Hindeodella raridenticulata MÜLLER
- Hindeodella triassica MÜLLER
- Lonchodina discreta ULRICH & BASSLER
- Lonchodina mülleri TATGE
- Ozarkodina turgida BENDER
- Spathognathodus homeri BENDER
- Spathognathodus cf. triangularis BENDER
  (wahrscheinlich späte, zu Spath. homeri überleitende Form)

Datierung: Oberskyth (höherer Bereich der unteren homeri-Zone).

(4) Verschieden rot gefärbte, gebankte Kalke, z. T. verkieselt (Probe 104/2b):

Fischzähnchen
Ostracoden
Conodonten
- Spathognathodus homeri BENDER

Datierung: homeri-Zone.

(3) Hellgrauer dickbankiger Kalk (Probe 1o4/2c):

Fischzähnchen
Conodonten
- Spathognathodus triangularis BENDER

Datierung: Oberskyth (unterer Abschnitt der unteren homeri-Zone).

(2) Ca. 50 m massige hellgraue, auch bräunliche, z. T. dolomitisierte Kalke

(1) Dickbankige bläulichgraue spätige Kalke mit rötlichen Schlieren, lagenweise feingeschichtet, lokal mit Dolomit-Schnüren durchsetzt (Probe 183/1); nach unten Übergang in die Basalen Bankkalke:

Fischzähnchen
Conodonten
Spathognathodus triangularis BENDER

Datierung: (? Ober-) Skyth.

Profil XI: Tal des Pótamos Elíntas (nordwestlich Anávatos), Hang nordöstlich der Einmündung des Kéramo Langádi:

(14-4) Bunte Serie

(3) ca. 3m Dünnbankige mittel- bis dunkelgraue, auch braune Kalke, zum Teil mit Feinschichtung (Probe 519/8):

Conodonten
Hindeodella sp.
Neogondolella aegaea BENDER

Datierung: oberes Unteranis (aegaea-Zone).

(2) 3m Gebankte hellrote Kalke(Probe 231/3):

Fischzähnchen
Conodonten
Apathognathus radiatus BENDER
Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)
Hindeodella bitorta BENDER
Hindeodella raridenticulata MÜLLER
Hindeodella triassica MÜLLER
Lonchodina mülleri TATGE
Lonchodina venusta HUCKRIEDE
Ozarkodina ? fisticulata BENDER
Ozarkodina tortilis TATGE
Ozarkodina turgida BENDER
Roundya sp.
Spathognathodus homeri BENDER

Datierung: Oberskyth (oberer Abschnitt der unteren homeri-Zone).

(1) >30m Massige hellgraue Kalke, stellenweise brekziös.

Im Flußbett des Kéramo Langádi, ca. 400 m östlich der Einmündung in den Pótamos Elíntas, stehen gebankte mittel- bis dunkelrote feinkonglomeratische Kalke an (Komponenten bis 1/2 cm ∅), die dem Geländebefund nach den oben aufgeführten Rotkalken angeschlossen werden müßten. Ihre Fauna weist sie jedoch eher der Bunten Serie zu (Probe 519):

Fischzähne
Conodonten
- Apathognathus radiatus BENDER
- Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)
- Hibbardella sp.
- Hindeodella triassica MÜLLER
- Lonchodina mülleri TATGE
- Lonchodina venusta HUCKRIEDE
- Neogondolella aegaea BENDER
- Neogondolella mombergensis (TATGE)
- Neogondolella navicula (HUCKRIEDE)
- Ozarkodina tortilis TATGE
- Parachirognathus petrae-viridis (HUCKRIEDE)
- Prioniodella pectiniformis HUCKRIEDE
- Prioniodina kochi HUCKRIEDE
- Roundya lautissima HUCKRIEDE
- Spathognathodus gondolelloides BENDER

Datierung: Mischfauna des höheren Anis bis Ladin mit aufgearbeitetem oberen Unteranis.

Einige isolierte Vorkommen von roten Hallstätter Kalken wurden im Grauwackengebiet gefunden: Unterhalb des Klosters Agios Stéphanos (westlich Vrontádos) und nordöstlich unterhalb des Oros Piganiás, bei der Kapelle Agios Dimítrios (mit einer Conodonten-Fauna des Oberskyth.

Durch die Einstufung der Rotkalke ist zugleich die stratigraphische Reichweite der Tieftriadischen Massenkalke und -dolomite festgelegt. Es ist sehr wahrscheinlich, daß ihre Obergrenze, da wo die Rotkalke fehlen, ebenfalls im Unteranis liegt, obwohl man kleinere lokale Schichtlücken nicht ganz ausschließen kann.

Die auf Spathognathodus triangularis BENDER beruhende Datierung der unteren Kalke bereitet ähnliche Schwierigkeiten wie bei den Basalen Bankkalken, weil die Reichweite dieser Formart nach unten orthochronologisch noch nicht sicher belegt ist. Da diese Form nach STAESCHE 1964 in den Seiser Schichten Tirols noch nicht auftritt, andererseits der aus dem Unterskyth Tirols

bekannte Spathognathodus isarcicus HUCKRIEDE in Chios fehlt, kann man annehmen, daß die ganze Kalk- bzw. Dolomitfolge der tieferen Trias erst im Oberskyth einsetzt.

MITTEL- - OBERANIS

Die Bunte Serie

Über dem Unteranis folgt eine bunte, in Petrographie und Mächtigkeit sehr wechselvolle Schichtserie, die sich durch das Überwiegen von sandigen Mergeln und Kalken, Tuffiten und Konglomeraten auszeichnet. Die einzelnen, tektonisch voneinander getrennten Vorkommen zeigen jeweils eine unterschiedliche Entwicklung der Schichtfolge, die paläogeographisch gesehen, eine sehr unruhige Zeit des höheren Anis widerspiegelt, in der es auch an vulkanischen Ereignissen nicht fehlte.

Verbreitungsgebiete der Bunten Serie:

1. Westlich der Stadt Chios (Marathóvouno, Marmarotrápeza, Kephalovoúni, Psilirächi)
2. Elínta-Tal (Pótamos Elíntas) nordwestlich Anávatos
3. Umgebung von Anávatos
4. Oberlauf des Réma Arménis (südwestlich unterhalb des Aipos)
5. Nordöstlich Agia Triás

Die Ziffern in der Beschreibung beziehen sich wieder auf die Profile der Beilage 1.

1. Das Gebiet westlich der Stadt Chios

Nach einer kurzen Notiz von PHILIPPSON (1911) erschien eine knappe Profilbeschreibung der heute als "Bunte Serie" ausgeschiedenen Schichtfolge von K. A. KTENAS (in KTENAS, K. A. & RENZ, C. 1928, S. 403). KTENAS hatte die wichtigsten Horizonte im Bereich des Korakáris bereits erkannt und diese Folge mit Mysidioptera cfr. latifissa BROILI im höheren Teil in das Ladin eingestuft.

In diesem Gebiet läßt sich die Bunte Serie im großen und ganzen zweiteilen:

a) in einen unteren, tuffit- und konglomeratreichen Abschnitt und
b) in einen oberen mit Radiolariten und roten Hornsteinen und nur untergeordnet vulkanischem Material.

a) Die Tuffit- und Konglomerat-Folge liegt über größere Erstreckung direkt auf den Tieftriadischen Massenkalken und -dolomiten, bzw. auf Rotkalken, die an der Grenzfläche meist dunkel verfärbt sind (Marathóvouno-S-Hang, Kephalovoúni). Lokal schalten sich Rotkalk-Brekzien oder Konglomerate an der Basis der Tuffite ein, oder es wechsellagern - wie weiter oben erwähnt - Rotkalke mit Tuffiten.

Die Hauptmasse der Tuffite ist relativ grobkörnig und meistens als mehr oder weniger grobes kalkreiches Konglomerat ausgebildet. Die Färbung ist sehr unterschiedlich dunkelbraunrot, hellbraun oder grün, je nach dem Anteil an vulkanischem Material. Bankung ist meist nur im untersten und im obersten Bereich des Profiles zu beobachten.

Die Mächtigkeit der Tuffite beträgt im E (Marathóvouno) um 20m. Nach W hin schwillt sie stark an auf einige Zehner, wenn nicht über 100 m. In gleicher Weise nimmt im allgemeinen die Häufigkeit besonders großer Kalkgerölle bzw. -blöcke (bis haushoch) nach W zum Kephalovoúni hin zu. Solche besonders großen Blöcke sind der Rotkalkfelsen "Psarópetra" südwestlich des Marathóvouno, in dem KTENAS (1928) noch die Fortsetzung des "Kalkes von Marmarotrápeza" sah, und die Kalkblöcke am Kephalovoúni (Beilage 1, Profil VII/6, 7 und Abb. 31).

Der Chemismus des vulkanischen Materials konnte mit einfachen optischen Methoden nicht ermittelt werden, da die einzelnen Mineralien zu stark korrodiert sind. Es handelt sich um relativ Quarz-reiches Gestein.

> Im Vergleich mit anderen Gebieten Griechenlands, wo äußerlich sehr ähnliche vulkanische Gesteine aus dem Skyth und Anis bekannt sind, könnte es sich um Quarzkeratophyr handeln (MILCH, C. & RENZ, C. 1911; BENDER, H. 1962, BENDER, H. & KOCKEL, C. W. 1963).

Die Tuffit-Konglomerate sind sehr heterogen, die einzelnen Komponenten unterschiedlich gerundet. Man findet nahezu vollständig abgerollte Stücke, daneben aber auch Schichtpakete von mehreren Kalkbänken, die als scharfkantig gebrochene Blöcke mehr oder weniger eingeregelt in der vulkanischen Matrix liegen.

Den überwiegenden Anteil unter den Komponenten der Konglomerate nehmen Kalke des unmittelbaren Untergrundes ein: hellgraue und rosa Kalke und Rotkalke, die unschwer als die Hallstätter Kalke des Oberskyth bis Unteranis erkannt werden.

Am Marathóvouno liegen oberhalb des von BENDER, H.& KOCKEL 1963 beschriebenen Profiles "CM II" bei 14 m einige Rotkalkbänke im Tuff, die konkordant mit dem übrigen Profil nach E einfallen. Darin fand sich neben einigen Cephalopoden, Fischzähnchen und Ostracoden eine Conodonten-Fauna (Profil IV/5), die ein oberskythisches Alter für dieses "Geröll" belegt (Probe 204):

Anastrophognathus sagittalis BENDER
Apatognathus radiatus BENDER
Hindeodella bitorta BENDER
Hindeodella ceweki BENDER
Hindeodella raridenticulata MÜLLER
Hideodella triassica MÜLLER
Lonchodina discreta ULRICH & BASSLER
Lonchodina venusta HUCKRIEDE
Ozarkodina saginata HUCKRIEDE
Ozarkodina turgida BENDER
Prioniodina cf. prona (HUDDLE)
Roundya cf. lautissima HUCKRIEDE
Spathognathodus homeri BENDER

Als "Gerölle" sind auch die relativ häufigen Blöcke von Rotkalk-Brekzien (mit dunkelrotem kalkigem Bindemittel) anzusprechen, wie sie am S-Hang des Marathóvouno unterhalb des Gerätehauses am Schießstand (Profil IV/6) - mit einer Conodonten-Fauna des Oberskyth - und um den Kephalovoúni (Profil VII/6,7) vorkommen. Derartige Brekzien treten lokal im oberen Teil der Hallstätter Kalke auf.

Der Gipfel des Kephalovoúni (= "Kopfberg") wird ebenfalls aus solch einer Rotkalk-Riesenbrekzie aufgebaut, die als beachtlicher Block von ca. 50 m ∅ innerhalb der Tuffite ruht (Profil VII/8). Es könnte sich um einen Olistolithen handeln.

Weitere Komponenten der Konglomerate:
grüne und braunrote Tuff-Gerölle
rote sandige Kalke
Bläulich-graue glasige Kalke (vermutlich Skyth)
dunkelgraue Kalke
braungraue Kalke mit Korallen-Fragmenten (? Paläozoikum)
bräunliche unreine Sandsteine (vermutl. d. Grauwacken-Serie)

schwarze Lydite
Quarze
(Dolomite wurden nicht gefunden. Wahrscheinlich ist die Dolomitisation der Tieftriadischen Massenkalke erst später erfolgt).

Die Tuffite, die über ein großes Gebiet südlich der Marmarotrápeza und um den Kephalovoúni weit verbreitet sind, verwittern relativ rasch und bilden sehr sanfte Geländeformen, aus denen die als Härtlinge herauspräparierten mehr oder weniger großen Kalk-Komponenten aufragen.

Rein äußerlich erinnern diese Gesteine an das "Buchensteiner Agglomerat", wie es z.B. am Campolungo-Sattel in den Südtiroler Dolomiten ansteht.

b) Rote Hornsteine

Der Übergang zum oberen Teil der Bunten Serie, zu den roten Hornsteinen, sieht lokal unterschiedlich aus:
Im E, im Tal unterhalb der Kapelle Agios Panteléimon (Profil III/6), beobachtet man im Übergangsbereich einen ca. 5 m mächtigen Wechsel von feinkonglomeratischen Tuffiten mit sandigen roten Schiefern, dm-gebankten grauen Kalken und roten Hornsteinen.

Am Marathóvouno folgen über sehr bunten Tuffit-Konglomeraten (Profil IV/6) ca. 2 m (7) blaß violetter feingeschichteter Radiolarit (Schliff 492), in den sehr feines Tuffmaterial eingestreut zu sein scheint. Mit scharfer Grenze setzen hierüber die ca. 20 - 30 m mächtigen, (5-cm-)plattigen dunkelroten, selten grünen, Hornsteine (8) ein, die den oberen Teil des Berges aufbauen. Diese Gesteine sind lebhaft spezialgefaltet.

Südlich unterhalb des Gipfels des Marathóvouno sind in die Hornsteine einige dünne graue Kalklinsen eingeschaltet. Die Kalke sind feinkonglomeratisch mit vorwiegend grauen, selten rötlichen Geröllen, bis zu 2 cm dick, schlecht gerundet. Hierin fanden sich neben einigen Fischzähnchen folgende Conodonten (Probe 80):

Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)
Neogondolella navicula (HUCKRIEDE)

Zahnreihen-Bruchstücke
Datierung: höheres Anis bis Ladin.

Den Gipfel des Marathóvouno bilden spezialgefaltete hellgraue Hornstein-Plattenkalke, das Hangende der Bunten Serie in diesem Gebiet.

Am W-Hang des Korakáris, bei der Kapelle Agii Seránta, gibt es ein gut aufgeschlossenes Profil durch den obersten Teil der Tuffit-Folge (Profil VI/1-2). Über massigen tuffitreichen Konglomeraten (1) folgen ca. 30 m gebankte, bunte, fein- und mittelkörnige Tuffite mit einzelnen Konglomerat-Lagen, die sich als deutliche Rippen (2) abheben. An der Straße Chios - Daphnónas folgen darüber die vom Marathóvouno erwähnten Radiolarite (3). Sie sind hier jedoch mächtiger und hauptsächlich als glimmerreicher kalkiger Feinsandstein, manchmal blaß rotviolett, ausgebildet, der reich ist an feinem türkisgrünen tuffitischen Material (= Horizont Nr. 3 in KTENAS & RENZ 1928, S. 403).

Als nächstes Schichtglied folgen die ca. 20 m mächtigen roten Hornsteine (4) und schließlich die Hornstein-Plattenkalke (6) des Korakáris.

In die roten Hornsteine ist hier eine auffällige dunkelgrün und braunrote Tuffitkonglomerat-Bank (5) eingelagert. Etwas weiter im W ("Mersíni") sind es zwei solcher Lagen.

In der Umgebung des Psilirách (Profil IX) ist das Hangende der Tuffit-Serie gestört, jedoch scheinen die roten Hornsteine hier primär sehr geringmächtig zu sein.

Die enge Verbindung von vulkanischem Material mit Radiolariten, Hornsteinen und eventuell auch mit der Hornstein-Plattenkalk-Entwicklung darüber ist bemerkenswert. Aus Attika und der Argolis (BENDER und Mitarbeiter 1960; BENDER 1962; BANNERT & BENDER 1968) wurden ähnliche Profile beschrieben. Andererseits tritt die Hornstein-Bildung in Gebieten mit sehr geringmächtigen Tuffen, z.B. im Elínta-Tal und in N- und S-Chios (BESENECKER et al. 1968, Abb. 6) zurück oder fehlt.

Als Zeitspanne für die Bunte Serie in diesem Gebiet kommt durch die darin gefundenen Fossilien (höheres Anis bis Ladin) und durch die in das Ladin eingestuften Hornstein-Plattenkalke des Hangenden nur das höhere Anis in Frage. Ladinisches Alter der Bunten Serie (KTENAS 1928, S. 404: "..., pour la première fois en Grèce, une phase volcanique d'âge incontestablement ladinien.") kann im Vergleich mit dem noch zu beschreibenden Profil des Elínta-Tales nicht angenommen werden.

Die Konglomerate an der Basis der Tuffite brachte KTENAS in Verbindung mit einer mitteltriadischen Transgression. Diese Deutung erscheint jedoch auf Grund der Wechsellagerung von Unteranis-Rotkalken mit Tuffit-Konglomeraten in dem untersuchten Gebiet nicht mehr haltbar. Eine größere Schichtlücke zwischen dem Unteranis und der Bunten Serie ließ sich ebenfalls nicht nachweisen.

2. Elínta-Tal (Pótamos Elíntas) nordwestlich Anávatos.

Ein nahezu vollständiges Profil der Bunten Serie wird in einer flachen, nach SSW abtauchenden Antikline im Tal des Pótamos Elíntas erschlossen.

Dieses Vorkommen ist die Fortsetzung des von KTENAS (1928, S. 704) beschriebenen Profiles aus dem Oberlauf des Tales bei der Kapelle Agios Isídoros, das er auf Grund der Konglomerat-Führung mit den klastischen Sedimenten westlich Chios parallelisierte und daraufhin ebenfalls in das Ladin einstufte.

Die flache Aufsattelung des Elínta-Tales führt im Kern, aufgeschlossen in dem von E einmündenden Kéramo Langádi, Tieftriadische Massenkalke und rote, darüber graue Hallstätter Kalke, die bis in das oberste Unteranis reichen.

Hierüber setzt eine mehr als 100 m mächtige Folge vorwiegend graugrüner sandig-mergeliger und sandig-kalkiger Gesteine mit wiederholten Konglomerat-Einlagerungen ein.

Die folgenden Profile werden der besseren Übersicht wegen von unten nach oben beschrieben.

Im einzelnen unterscheiden wir folgende Abschnitte bzw. bemerkenswerte Einlagerungen (Profil XI, am Hang nördlich des Bachbettes des Kéramo Langádi, mit 20 - 25° nach W einfallende, durch kleine Querverwerfungen gestörte Schichtfolge):

(4) ca. 6m — Wechsellagerung von blaß grüngrauen feinsandigen Mergeln mit dm-gebankten Kalken und Sandkalken. In den Mergeln treten gelegentlich inkohlte Pflanzenreste auf.

(5) 5m — Hierüber folgen als auch im Schutt leicht wiederzuerkennender Horizont gut gebankte, in sich feingeschichtete rote Kalke mit Hornsteinen, bzw. lokal überwiegend, rote plattige Hornsteine mit einzelnen Rotkalk-Linsen. Die roten Kalke bestehen aus feinem verschiedentlich schräggeschichtetem Detritus (Schliff 232/ 6).
In den Kalken fanden sich einige leider unbestimmbare Ammoniten-Auswitterungen und bei der Säure-Aufbereitung (Probe 232/6):

Fischzähnchen
Ostracoden
Conodonten

Gladigondolella carinata BENDER
Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)
Lonchodina spengleri HUCKRIEDE
Neogondolella aegaea BENDER
Neogondolella navicula (HUCKRIEDE)
Ozarkodina turgida BENDER
Parachirognathus petrae-viridis (HUCKRIEDE)
Spathognathodus homeri BENDER

Datierung: höheres Anis bis Ladin mit aufgearbeitetem Unteranis.

(6) 3-4m — Hierüber folgen 3-4 m geschichtete, grüne saure Tuffite (Schliff 344), in die eine dm-dicke knollige graue Kalkbank eingeschaltet ist. Dieser Horizont ist das sehr geringmächtige Äquivalent der Tuffite des Kephalovoúni. Die Entfernung dorthin beträgt ca. 8 km Luftlinie.

(7-10) ca. 35m — Die graugrüne sandig-mergelige und kalkige Sedimentation setzt sich darüber fort, aber mit nach oben immer häufiger und gröber werdenden sandigen Kalken, Kalken mit einzelnen Quarz- und Kalkgeröllen und Konglomeraten.

(7) In diesem Abschnitt fanden sich in einer dunkelbraunroten Kalkbank über einem verkieselten knolligen grauen Kalk einige Cephalopoden, die Herrn Prof. V. Jacobshagen zur Bearbeitung übergeben wurden.

(8) Etwas darüber in einem dunkelgrauen flaserigen Kalk (Probe 232/5):

Cephalopoden-Bruchstücke
Foraminiferen
Conodonten
Neogondolella navicula (HUCKRIEDE)

(9) Eine graue Konglomerat-Lage mit gut gerundeten verschieden grauen Kalk- und Quarzgeröllen (Komponenten bis 10 cm Ø) und grünlichem sandigem Bindemittel (Probe 232/8):

Fischschuppen und -zähnchen
Conodonten
Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)
Hindeodella multihamata HUCKRIEDE
Hindeodella triassica MÜLLER

Lonchodina mülleri TATGE
Lonchodina spengleri HUCKRIEDE
Neogondolella mombergensis (TATGE)
Neogondolella navicula (HUCKRIEDE)
Ozarkodina tortilis TATGE
Parachirognathus petrae-viridis (HUCKRIEDE)
Prioniodella pectiniformis HUCKRIEDE
Spathognathodus homeri BENDER

Datierung: Mischfauna des höheren Anis bis Ladin und der homeri-Zone.

(10) Ein relativ grobes Konglomerat schließt diesen Teil ab.

(11) ca. 12m Es folgt hierüber die Rippe eines etwa 12 m mächtigen massigen hellgrauen Kalkes, die eine deutliche Geländestufe bildet. Der unregelmäßig mit gelblichbraunen Flecken durchsetzte Kalk zeigt zahlreiche Schnecken- und Muschel-Querschnitte und enthält in großer Zahl Kalkalgen und Foramimiferen (Probe 342).

Diese und weitere Algen- und Foraminiferen-Funde bestimmte freundlicherweise Herr Prof. M. H e r a k , Zagreb.

Dasycladaceae:
Diplopora subtilis PIA var. graeca HERAK
Oligoporella pilosa PIA
Physoporella praealpina PIA

Foraminiferen:
Meandrospira dinarica KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIĆ
Pilammina densa PANTIĆ
Pilammina semiplana KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIĆ

Datierung: Anis

Die Algenflora weist auf geringe Tiefe des Sedimentationsraumes und verhältnismäßig ruhige Ablagerungsbedingungen hin.

(12) ca. 15m Auf den Algen-führenden Kalk legt sich ein besonders grobes Konglomerat, das sich ebenfalls an dieser Geländekante beteiligt und schon von weitem zu erkennen ist. Zwischen die dick-

bankigen Lagen ist eine auffällige rote, 0,5 m dicke feinsandige Lage (Tuff?) eingeschaltet. Das Konglomerat besteht aus gut gerundeten verschiedenfarbigen Kalken und Quarzen. Rotkalk-Gerölle sind besonders häufig (roter Hallstätter Kalk). Daneben sind zu erkennen:

Verschieden grau gefärbte Kalke,
dunkel graubrauner feingeschichteter Kalk (Jungpaläozoikum?),
bräunlich-grüner sandiger Kalk (Bunte Serie?),
schwarze Lydite (Paläozoikum),
verschieden gefärbte Quarze.

Die Korngröße ist sehr unterschiedlich (bis 0,5m ∅). Die Komponenten sind durch ein dunkelrotes feinsandig - mergeliges Bindemittel verkittet. Eine Probe des Bindemittels mit kleineren Geröllen lieferte folgende Fauna (Probe 232/7):

Fischzähne
Conodonten
- Gladigondolella carinata BENDER
- Hindeodella multihamata HUCKRIEDE
- Lonchodina spengleri HUCKRIEDE
- Lonchodina venusta HUCKRIEDE
- Neogondolella navicula (HUCKRIEDE)
- Ozarkodina turgida BENDER
- Parachirognathus petrae-viridis (HUCKRIEDE)
- Prioniodina kochi HUCKRIEDE
- Spathognathodus gondolelloides BENDER
- Spathognathodus homeri BENDER

Datierung: Mischfauna des höheren Anis bis Ladin und Unteranis.

(13) ca. 30m Nach dieser letzten groben Konglomerat-Schüttung schließt sich erneut eine ca. 30 m mächtige Wechsellagerung von sandigen - unten vorwiegend roten, weiter oben mehr grauen - Mergeln, Kalken und Feinkonglomeraten an. In diesem Abschnitt nimmt die Sand- und Geröll-Schüttung nach oben sukzessiv ab, die Kalk-Führung zu.

(14) ca. 15m Ihren Abschluß findet die Bunte Serie mit einem ca. 15 m mächtigen Paket dünnbankiger mittel- bis dunkelgrauer, manchmal etwas wulstiger Kalke,

in die im unteren Teil noch dünne feinsandige, glimmerreiche grünliche Lagen mit Pflanzenhäcksel eingeschaltet sind. Die Kalke sind sehr reich an organogenem Detritus, an Kalkalgen und Foraminiferen (Probe 219/4, det. Prof. M. H e r a k, Zagreb):

Dasycladaceae
Diplopora subtilis PIA var. graeca HERAK
Physoporella minutuloidea HERAK
Physoporella pauciforata (GÜMBEL)

Foraminifera
Ammobaculites sp.
Glomospira sp.
Pilammina densa PANTIĆ
Pilammina semiplana KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIĆ

Datierung: Anis

(15) Nach einem schmalen Übergangsbereich (1-2m) folgen über der Bunten Serie helle massige, dann gebankte Kalke und Dolomite, die im höheren Bereich Algen des Ladin enthalten.

Die in der Bunten Serie des Elínta-Tales gefundenen Fossilien zeigen, daß diese Folge über dem obersten Unteranis einsetzt und noch im oberen Anis abschließt. Die Grenze Anis/Ladin dürfte innerhalb der darüber liegenden massigen Dolomite und Kalke verlaufen.

3. Umgebung von Anávatos

Als Bunte Serie werden die blaßgrünen Mergel, sandigen und konglomeratischen Kalke angesprochen, die die Hügel unmittelbar östlich des Ortes Anávatos und oberhalb der Kapelle Agia Paraskeví aufbauen. Diese Serie konnte nicht mit Fossilien eingestuft werden und die komplizierten tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes ermöglichten leider nicht die Aufnahme durchgehender Profile.
Einige Vorkommen liegen mit Sicherheit invers (Geopetal-Gefüge), so auch das in der Beilage 1 darbestellte Profil XII.

Das Liegende dieser Serie ist nicht bekannt. Direkt östlich und südlich der Kapelle A. Paraskeví ist die Schichtfolge am besten aufgeschlossen:

Die Hauptmasse der Gesteine bilden feinschichtige grüne und gelblichbraune Mergel mit wechselndem Feinsand- und Glimmer-Gehalt. Gelegentlich ist kohliges Pflanzenhäcksel darin zu finden. In die Mergel sind eingeschaltet dm-gebankte hellgraue, auch rötliche und grünliche feinpelitische Kalke (nordöstlich Anávatos), die meistens feingeschichtet sind. Dunkle und knollige Kalke sind seltener.

Das Material ist außerordentlich feinkörnig und hat trotz vieler Versuche keine Fossilien geliefert. Die Kalke sind ziemlich hart, brechen splittrig und scherbig und wittern mattgrau an. Äußerlich erinnern sie an die plattige Fazies des Hellen Oberkarbon-Kalkes vom Agios Márkos.

Im Wechsel mit den erwähnten Gesteinen stehen feste grüngraue sandige Kalke, Kalke mit Quarzgeröllen und - relativ selten - feinere Konglomerate. Letztere sind meist graugrün, selten rot und bestehen aus verschieden grauen, auch roten Kalken und Quarz mit sandig-mergeligem Bindemittel. Die klastischen Sedimente scheinen im höheren Bereich häufiger aufzutreten.

Eine markante Einlagerung in die dünnbankige Schichtfolge ist eine ca. 20 m mächtige Rippe (1) von dickbankigen weißlichgrauen Dolomiten (nördlich Anávatos oberhalb der Quelle und südlich oberhalb A. Paraskeví). Im Übergangsbereich Mergel/Dolomit sind kräftig violettrote feinsandige Schiefer eingeschaltet. Diese Schichtfolge ist lebhaft spezialgefaltet.

Weitere Vorkommen der erwähnten Gesteine:
südlich oberhalb des Kéramo Langádi: hellrote und gelbbraune Mergel und grünlicher Kalk über dickbankigen hellen Dolomiten (invers liegend).

Im Tal des A. Isídoros (Avgoní mata, südlich Anávatos) stehen südlich der Serpentinen der Straße nach Anávatos feinschichtige grünliche Mergel an, die vermutlich die Talsohle bilden. Im Schutt findet man Brocken von Sandkalken und feinen graugrünen Konglomeraten.

Nachgewiesen wurden die sandigen Mergel und Mergelkalke außerdem auf der Höhe südwestlich des Ligarí di (südwestl. Anávatos) im Schutt und in Brunnenaushüben im Tal nordöstlich Avgónyma.

Fossilien wurden nur in Konglomeraten gefunden:
a) Felderterrassen am Hang ostnordöstlich Anávatos (Profil XII/2):

Hellroter feinkonglomeratischer Kalk (Probe 352 b):

Fischzähne
Ostracoden
Foraminiferen
  Ammodiscus sp.
Conodonten
  Eurygnathus costatus STAESCHE
  Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)
  Hindeodella multihamata HUCKRIEDE
  Hindeodella triassica MÜLLER
  Neogondolella navicula (HUCKRIEDE)
  Neoprioniodus cf. bicuspidatus MÜLLER
  Ozarkodina tortilis TATGE
  Parachirognathus petrae-viridis (HUCKRIEDE)
  Spathognathodus gondolelloides BENDER
  Spathognathodus homeri BENDER
  Spathognathodus cf. triangularis BENDER
  n. gen. n. sp.

Datierung: höheres Anis bis Ladin (Mischfauna mit Oberskyth, Unteranis und höherem Anis bis Ladin).

b) Tal des Agios Isídoros, an der Straße nach Anávatos, südlich der ersten Kehre (Profil XII/3):

Hellgraues Konglomerat (Gerölle bis 5 cm ∅) aus verschieden grauen und rosa Kalken und Quarz (Probe 354):

Fischzähne
Conodonten
  Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)
  Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)
  Hindeodella triassica MÜLLER
  Neogondolella navicula (HUCKRIEDE)
  Parachirognathus petrae-viridis (HUCKRIEDE)
  Spathognathodus homeri BENDER
  Spathognathodus triangularis BENDER

Datierung: höheres Anis bis Ladin mit aufgearbeitetem Skyth (Mischfauna).

c) Nördlich Anavátos fanden sich am Hang oberhalb der Quelle (A. Johánnis) in einer rötlichen Kalkbank zwei unbestimmbare Conodonten-Bruchstücke (Probe 241/1).

4. Oberlauf des Réma Arménis

Das Profil liegt in dem Gebiet südwestlich des Aipos (Phagános), wo der Réma Arménis das Kalkplateau verläßt (Profil X). Der untere Teil der ± senkrecht stehenden, W-E-streichenden Schichtfolge wird im N durch eine NE-fallende Störung abgeschnitten. Das Hangende liegt im S (Geopetal-Gefüge, Fauna).

(1) Als unterste Lagen erscheinen auf der stärker gestörten NE-Seite der Schlucht sandige graugrüne Kalke und Mergel, graue Kalkkonglomerate mit Quarz und Rotkalk-Konglomerate. Entsprechende Gesteine kennen wir aus dem Elínta-Tal.

In einem Rotkalk-Konglomerat wurde folgende Fauna gefunden (Probe 188/5):

Fischzähne
Conodonten
Neogondolella aegaea BENDER
Neogondolella mombergensis (TATGE)
Parachirognathus petrae-viridis (HUCKRIEDE)

Datierung: oberes Unteranis

(2) Höher im Profil folgen dickbankige graue Kalke mit rötlichen Lagen. Im Dünnschliff erweisen sie sich als feinbrekziös. Aufarbeitung älterer Schichten beweist folgende Fauna (Probe 187/3):

Fischzähne
Conodonten
Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)
Hibbardella sp.
Hindeodella triassica MÜLLER
Lonchodina discreta ULRICH & BASSLER
Lonchodina mülleri TATGE
Neogondolella aegaea BENDER
Neogondolella navicula (HUCKRIEDE)
Ozarkodina saginata HUCKRIEDE
Prioniodella pectiniformis HUCKRIEDE
Prioniodina cf. kochi HUCKRIEDE
Roundya magnidentata TATGE
Spathognathodus gondolelloides BENDER

Datierung: Mischfauna aus oberstem Unteranis und höherem Anis bis Ladin.

(3) Die dickbankigen Kalke gehen allmählich in ein Riesenkonglomerat aus massigen hellgrauen Kalken über. Das mergelige Bindemittel ist rot und weißgrau feingeschichtet und zeigt oft einer Schrägschichtung ähnliche Sedimentstrukturen und endostratische Brekzisierung (vermutlich in noch nicht ganz verfestigtem Zustand). Die Komponenten scheinen alle aus ein und demselben Kalk zu bestehen. Sie sind z. T. mehr als m-groß und unregelmäßig rundlich begrenzt. Von weitem betrachtet, entsteht der Eindruck eines massigen hellen, mit rötlichen dünnen Schlieren durchsetzten Kalkes. Das rote Bindemittel lieferte folgende Fauna (Proben 188/4 und 289/5), die ebenfalls auf Umlagerung hindeutet:

Fischzähnchen
Conodonten
- Apatognathus radiatus BENDER
- Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)
- Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)
- Hindeodella multihamata HUCKRIEDE
- Hindeodella triassica MÜLLER
- Lonchodina discreta ULRICH & BASSLER
- Lonchodina mülleri TATGE
- Lonchodina venusta HUCKRIEDE
- Neogondolella aegaea BENDER
- Parachirognathus petrae-viridis (HUCKRIEDE)
- Prioniodina kochi HUCKRIEDE
- Prioniodella pectiniformis HUCKRIEDE
- Roundya sp.
- Spathognathodus gondolelloides BENDER
- Spathognathodus homeri BENDER

Datierung: Unteranis

(4) Das grobe Konglomerat geht ohne scharfe Grenze in einen hellgrauen Kalk mit rötlichen Schlieren über.

(5) Hierüber folgen einige Lagen sandiger und feinkonglomeratischer rötlicher und grauer mergeliger Kalke.

(6u.7) Gebankte graue, im unteren Teil auch rote feste Kalke, schließen sich an, die neben Fischzähnchen und -knochen ebenfalls Conodonten enthalten.

(6) Dünnplattiger roter Kalk (Probe 289/4):

Conodonten
- Apatognathus radiatus BENDER
- Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)
- Hibbardella cf. nevadensis (MÜLLER)
- Hindeodella multihamata HUCKRIEDE
- Hindeodella triassica MÜLLER
- Lonchodina mülleri TATGE
- Neogondolella navicula (HUCKRIEDE)
- Ozarkodina kockeli TATGE
- Ozarkodina tortilis TATGE
- Prioniodellactenoides (TATGE)
- Prioniodina cf. kochi HUCKRIEDE
- Prioniodina mediocris (TATGE)

Datierung: höheres Anis bis Ladin

(7) Hellgrauer Kalk mit rötlichen Flecken (Probe 289/3):

Fischzähnchen
Conodonten
- Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)
- Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)
- Neogondolella navicula (HUCKRIEDE)

Datierung: höheres Anis bis Ladin.

(8) Die Bankung der Kalke verliert sich nach oben allmählich und es folgen die hellgrauen massigen Kalke, die den Kalkrand des Oros Piganiás aufbauen.

Der untere Abschnitt dieses Profiles läßt sich gut mit dem des Elínta-Tales vergleichen. Der obere Teil dagegen unterscheidet sich weitgehend von den übrigen Profilen. Vielleicht entsprechen die besonders groben Konglomerate denen des Elínta-Tales (Profil XI/12). Von den roten Hornsteinen des nur 5 km entfernten Marathóvouno fehlt jede Spur.

5. Nordöstlich Agia Triás

Ein tektonisch isoliertes Vorkommen von Gesteinen, die wahrscheinlich in die Bunte Serie gehören, liegt unter der Überschiebung des Kalkplateau-Randes auf die Grauwacken im Tal nordöstlich

unterhalb A. Triás (Abb. 6). Am Weg von Nea Moní nach Chios stehen gefältelte dünnplattige rote und bräunliche Kalke an, die wenige Conodonten-Bruchstücke, darunter Neogondolella cf. navicula (HUCKRIEDE) geliefert haben.

In diesem Tal stehen auch die - vermutlich anisischen - Tuffe an, die bereits bei der Besprechung der Grauwacken (S. 26) erwähnt wurden.

Aus einem Vergleich der Profile der Bunten Serie geht hervor, daß trotz der Verschiedenheit der Schichtfolgen im Detail die klastische Sedimentation, die in allen Profilen vorherrscht, ein Maximum in einer besonders groben Konglomerat-Schüttung erreicht. Zum Hangenden hin klingt sie allmählich aus, um der kalkig-dolomitischen höheren Trias zu weichen.

Die Frage nach der Herkunft der Geröll-Schüttungen läßt sich bisher kaum beantworten. Ein Teil der Komponenten mag aus dem unmittelbar Liegenden stammen, wie z. B. am Kephalovoúni, wo wegen der Größe der Kalkblöcke im Tuffit ein längerer Transportweg nicht anzunehmen ist.

Da unter der Bunten Serie keine größere Schichtlücke zu beobachten ist, kann man - von Mittel-Chios aus gesehen - einstweilen allenfalls vermuten, daß die paläozoischen und die vielen aus dem Anstehenden nicht bekannten Gerölle mit der großen Schichtlücke zwischen den Grünen Sandsteinen und den jurassischen Kalken der Allochthonen Einheit in Verbindung zu bringen sind.

Konglomeratische Bildungen in ähnlicher stratigraphischer Position kennt man aus den Südtiroler Dolomiten als "RICHTHOFENsches Konglomerat" (vgl. OGILVIE-GORDON 1927) und aus den Dinariden, z. B. Montenegro (vgl. BUKOWSKI 1904, 1912).

Größere horizontale Verbreitung besitzt ein saurer Tuffit, der möglicherweise als Leithorizont dienen kann.

HÖHERE MITTELTRIAS - JURA

Mit dem Abschluß der Bunten Serie setzt z. T. noch im Anis eine sehr mächtige Karbonatfolge ein, die, nur gelegentlich unterbrochen durch dünnere Sandsteinlagen, mindestens bis in den Jura hinaufreicht.

Diese Gesteine bauen im wesentlichen den Korakáris südwestlich Chios und das Kalkplateau auf, das sich westlich einer Linie Vrontadós - Karyés - Tholopotámi mit einer auffallenden Steilkante erhebt.

In den älteren Arbeiten wurde das Kalkplateau als eine stratigraphische Einheit betrachtet und die Kalke und Dolomite meistens summarisch eingestuft.

HAMILTON & STRICKLAND 1841 und RAULIN 1869 vermuteten ohne genauere Untersuchung kretazisches Alter.

F. TELLER (1880, S. 343) erwähnte aus den grauen Kalkmassen "spärliche spathige Fossilauswitterungen, die man hie und da als Rudistenreste zu deuten versucht sein möchte". In ähnlicher Weise hielt auch PHILIPPSON (1911, S. 62) die massigen grauen Kalke für "jedenfalls zumeist der Kreide zugehörig". KTENAS (1928) wies auf Grund von Muschel-Funden an verschiedenen Stellen oberes Ladin, Karn und Nor nach und ließ daraufhin die vorneogene Schichtfolge in der Obertrias enden.

Die stratigraphischen Einstufungen und die Gliederung in kartierbare Einheiten ließen sich bei der vorliegenden Arbeit leider nur lokal durchführen, so daß das Kalkplateau nicht überall gleichwertig kartiert ist.

Die Bestimmung der im folgenden aufgeführten Algen und der meisten Foraminiferen, die gerade in diesem Teil der Schichtfolge von besonderem Wert für die Stratigraphie sind, verdanke ich Herrn Prof. M. H e r a k , Zagreb. Die wichtigsten Ergebnisse dieser Bestimmungen wurden durch HERAK 1967 bereits veröffentlicht.

Die schon im höheren Anis paläogeographisch bedingten Unterschiede zwischen den Gebieten östlich und westlich des Kalkplateau-Randes bleiben noch, wenn auch in abgeschwächter Form, bis zum Karn hinauf spürbar.

LADIN - KARN

1. Das östliche Gebiet (Korakáris, Kephalovoúni)

In dem Gebiet um den Korakáris (Beilage 1, Profil IV u. VI) südwestlich der Stadt Chios, gehen die roten Hornsteine der Bunten Serie durch Einschaltungen von Kalken in eine Folge von grauen Hornstein-Plattenkalken über. Es sind besonders im unteren Teil dm-gebankte, meist tafelig- ebenflächige, sehr harte Kalke von hell- bis mittelgrauer Farbe. Die Kalke sind stark durchsetzt von im Bruch glasig dunkelgrau erscheinenden Kieselknollen, -schnüren und -lagen. Die Anwitterungsfarbe der Kalke ist hellgrau, die der

Hornsteine meist hellbraun.

Auf einen unteren gut gebankten und lebhaft spezialgefalteten Abschnitt(6) folgen am Korakáris einige massige Partien, ebenfalls stark verkieselt, die mit plattigen Kalken wechsellagern. Die Mächtigkeit dieses Abschnittes beträgt ca. 60 - 70 m.

In diesem Teil des Profiles wurden außer einigen kleinen Muschel-Resten folgende Fossilien gefunden:

a) Gipfel des Marathóvouno (Profil IV/10): Hell- bis mittelgrauer, auch bräunlicher kieselig er Kalk, plattig (Probe 303/2):

Ostracoden
Conodonten
- Gladi gondolella tethydis (HUCKRIEDE)
- Hindeodella triassica MÜLLER
- Lonchodina cf. mülleri TATGE
- Neogondolella navicula (HUCKRIEDE)
- Parachirognathus petrae-viridis (HUCKRIEDE)

Datierung: höheres Anis bis Ladin

b) An der Straße Chios - Daphnónas, am W-Fuß des Korakáris (Profil VI/6):
dm-gebankter mittelgrauer Kalk (Probe 191/11):

Conodonten
- Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)
- Lonchodina mülleri TATGE
- Neogondolella navicula (HUCKRIEDE)
- Ozarkodina saginata HUCKRIEDE
- Prioniodina kochi HUCKRIEDE
- Prioniodella pectiniformis HUCKRIEDE
- Roundya sp.

Datierung: Anis - Ladin

c) Am Korakáris-W-Hang, östlich der Kapelle A. Seránta (Höhe 220 m):
Graue Hornstein-Plattenkalke (Probe 192/3):

Ostracoden
Conodonten
- Ozarkodina tortilis TATGE
- Neogondolella aegaea BENDER
- Spathognathodus gondolelloides BENDER

Datierung: Die beiden letztgenannten Formen sind nach H. BENDER auf das obere Unteranis beschränkt. Spuren von Aufarbeitung wurden nicht gefunden.

Die Hornstein-Plattenkalke des Korakáris wurden von KTENAS (1928, S. 403) auf Grund ihrer Lagerungsverhältnisse und durch Funde von Muscheln, die nach M.G.v.ARTHABER zu Mysidioptera cfr. latifissa BROILI gehören sollen, in das obere Ladin eingestuft. Da sich höheres Anis und Ladin in ihren Conodonten-Faunen nicht unterscheiden lassen (BENDER 1967 b), haben wir keine Ursache, an der Einstufung von KTENAS zu zweifeln.

Über den Hornstein-Plattenkalken folgt, ebenfalls am Westabfall des Koraká ris aufgeschlossen, ein ca. 20 m mächtiger Konglomerat-Horizont (Profil VI/7) mit einzelnen verkieselten Kalklagen. Die gebankten hell- bis mittelgrauen Konglomerate heben sich weder in der Verwitterungsfarbe noch morphologisch von den Hornstein-Plattenkalken ab.

Die durch mergeliges grüngraues Bindemittel verkitteten Komponenten (bis 10 cm ∅) sind hell- bis mittelgraue, auch bräunliche Kalke, mittelmäßig gerundet.

Daneben beteiligen sich kaum abgerollte Quarze. Im großen und ganzen scheint es sich um aufgearbeitete Hornstein-Plattenkalke zu handeln.

Folgende Fauna stuft diesen Horizont in das Karn (Cordevon - Jul) ein (Probe 300/5):

Fischzähne
Conodonten
Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)
Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)
Neogondolella navicula (HUCKRIEDE)
Neogondolell a palata BENDER
Spathognathodus sp.
Tardogondolella abneptis (HUCKRIEDE)

Zahnreihen-Bruckstücke

Datierung: Karn (Cordevol - Jul)

Dem Konglomerat folgen im Hangenden abermals einige Zehner Meter Hornstein-Plattenkalke, die sich von denen im Liegenden kaum unterscheiden.

Der Gipfel des Korakáris wird schließlich aufgebaut aus einem massigen hellgrauen verkieselten Kalk (Profil VI/8) mit unregelmäßigen bräunlichen mergeligen Partien. An der Oberkante (Höhe 342 m)

des nordwestlichen Steilhanges fand sich folgende Fauna (Probe 15):

Conodonten
Neogondolella palata BENDER
Ozarkodina tortilis TATGE
Tardogondolella abneptis (HUCKRIEDE)

Damit wird dieser oberste Horizont ebenfalls in das Karn (Cordevol - Jul) eingestuft, wie es bereits KTENAS (1928, S. 403) mit "Megalodon" tat (wohl auf den Vergleich hin mit Kalken mit Megalodonten, ähnlich Megalodus triqueter WULFEN und Megalodus carinthiacus HAUER aus dem Tal des A. Isídoros bei Katávasis).

Die Hornstein-reichen Kalke des Korakáris tauchen im E, beim Kloster A. Konstantínos (Kap A. Elénis), erneut unter dem Neogen auf.

Ein weiteres Vorkommen ähnlicher Kalke im östlichen Gebiet bietet die Höhe nordöstlich der Kapelle A. Apóstoli Beilage 1, Profil IX/9 und Abb. 31). Dort liegen als Kern der Mulde östlich des Psilirách dickbankige und massige hellgraue bis bräunliche Kalke mit gelblichen Adern und Flecken auf roten Hornsteinen.

DieKalke sind, wie am Korakáris, stark verkieselt.

Folgende Fauna beweist karnisches Alter der Kalke des Gipfels (Probe 571/11):

Foraminiferen
Conodonten
Neogondolella palata BENDER
Tardogondolella abneptis (HUCKRIEDE)

Mit dem Karn endet die mesozoische Schichtfolge in diesem Gebiet.

2. Das westliche Gebiet (Kalkplateau)

Oros Piganiás

Bereits 5 km nordwestlich vom Marathóvouno, am E-Abfall des Oros Piganiás, sieht das Hangende der Bunten Serie (Remá Arménis) ganz anders aus. Die gebankten Kalke gehen zum Hangenden (nach S zu) in hellgraue, manchmal etwas gelbliche, massige Kalke über (Profil X/8). Diese bauen, als durch

Störungen begrenzte schmale Mauer, den E-Rand des Oros Piganiás bis etwa westlich Karyés auf. Der Kontakt zu den Grauwacken darunter ist ebenfalls tektonisch.

Fossilien wurden nicht gefunden. Es ist zu vermuten, daß die Kalke hauptsächlich dem Ladin angehören.

Umgebung von Anávatos

Im NW des Kartiergebietes bleibt die bereits in der obersten Bunten Serie begonnene flach-neritische Entwicklung bestimmend für die darauf folgende Zeit.

Die für dieses Gebiet typischen Horizonte sind am N-Hang des Ligarídi (Profil XI, südlich des Elínta-Tales) aufgeschlossen. Man kann folgende Schichtkomplexe (von unten nach oben) unterscheiden, die durch Übergänge miteinander verbunden sind:

a) Massige hellgraue Kalke (16) und Dolomite mit blaßrosa Schlieren. Diese gehen aus den vom Elínta-Tal bekannten dunklen gebankten Kalken mit Foraminiferen und Algen des Anis durch Zunahme der Bankdicke und Abnahme der dunklen Färbung hervor.

Im unteren Bereich der massigen Kalke erscheinen oolithische Lagen.

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0 und 80 m.

b) Feingeschichtete gebankte Kalke und Dolomite (17).
Am Ligarídi und entlang der W-Küste bis Lithí sind es vorwiegend Kalke, weiter im E (Anavátos) Dolomite, die eine Mächtigkeit von mehreren 100 m erreichen können.

Die meisten Kalk- bzw. Dolomitlagen dieses Komplexes sind (im mm- bis cm-Bereich) von einer feinen hellen und dunklen Bänderung durchzogen (Abb. 11), die von dünnen Algenrasen hervorgerufen sind, häufig verstärkt durch ± schichtparallele Spatlagen ("sheet cracks"). Diese Bänderung macht sich auch in der Anwitterung bemerkbar, vermutlich durch unterschiedlichen Dolomit-Gehalt in den einzelnen Lagen.

> K. E. CHAVE (1954) konnte erhöhten Magnesium-Gehalt (abhängig von der Temperatur) bei rezenten Kalkalgen nachweisen.

Dünnschliffe (Proben 234/4, 234/5, 521) zeigen u. a. Kleinhöhlen und Poren, wie sie von A. G. FISCHER 1964 als Schrumpfungserscheinungen des Sedimentes ("shrinkage pores") gedeutet werden.

Abb. 10
Schleifspuren in einer Grauwacken-Bank. Unten in der Mitte: Mit gröberem Material ausgefüllte Kolk- oder Stoßmarke.
Bank-Unterseite.
Aufschluß nördl. unterhalb Marmarotrápeza

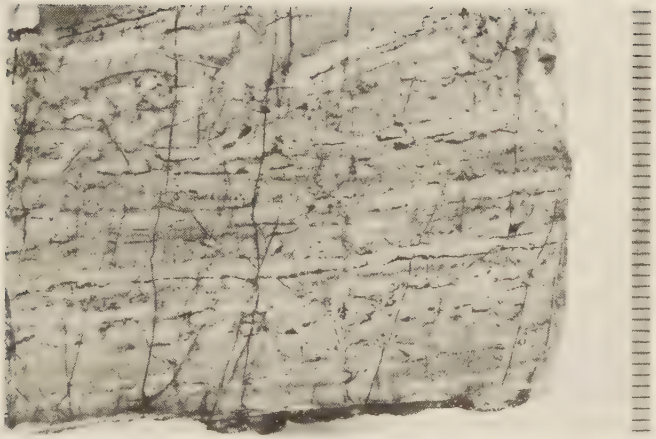


Abb. 11
Kalkiger Dolomit vom "Loferit"-Typ (A. G. FISCHER 1964)
Anschliff
Schwarz u. hellgrau: Kalkspat
Mittelgrau: Dolomit
Maßstab: mm-Einteilung
Das Sediment zeigt die von A. G. FISCHER (1964) beschriebenen Schrumpfungs-Erscheinungen (im Gezeiten-Bereich?): Kleine mit Kalzit ausgefüllte Schrumpfungs-Poren schließen sich zu Schicht-parallelen Rissen ("sheet cracks") zusammen, die in Verbindung stehen mit unregelmäßig begrenzten vertikalen Rissen ("prism cracks") (z. B. unten in der Mitte). Die Kleinhöhlen sind teilweise durch mehrere Generationen von Intern-Sedimenten angefüllt (Geopetal-Gefüge) (z. B. links oben, dunkelgrau).
Lokalität: 1 km östlich Anávatos

Die kleinen Hohlräume sind teilweise nachträglich mit Sediment ausgefüllt (Geopetalgefüge).

A. G. FISCHER (1964) hat derartige Gesteine unter den Bezeichnungen "Loferit" und "Zebra-Kalk" aus dem Dachstein-Kalk beschrieben. Er hält solche Bildungen für Ablagerungen im litoralen Bereich. Die Schrumpfungen führt er auf zeitweilige Trockenlegung des Sedimentes, vielleicht im Gezeitenbereich, zurück.

In das Bild der litoralen Sedimente fügen sich auch die Einschaltungen von hellen Oolith-Kalken (Ooide bis 3 mm ∅), die sich im oberen Teil häufen.

An Fossilien wurden neben den erwähnten Algenrasen, lagenweise auftretend, Gastropoden-Querschnitte und größere Dasycladaceae gefunden, die nach HERAK ein ladinisches Alter angeben:

Nordöstlich der Bucht von Lithí (A. Isídoros) (Probe 304/3):

Dasycladaceae
Teutloporella herculea (STOPPANI)
Griphorella sp.

Datierung: Ladin

KTENAS (1928) vermutete in diesem Horizont (S. 704, Nr. 2 seines Profiles bei der Kapelle A. Isídoros/Katávasis) ein Äquivalent von Kalken und Dolomiten des oberen Ladin im Profil von Raibl (Karnische Alpen).

Die feine Streifung der Kalk- bzw. Dolomitbänke ist für diesen Horizont typisch, doch reicht dieses Merkmal für die Kartierung allein nicht aus, da im Rät und Jura ebenfalls derartige Gesteine auftreten.

c) Massige Algenkalke des Karn (?) (18) folgen als nächst höherer Horizont. Es sind massige, weißlichgraue, oft schwach rötliche, sehr feste Kalke, die sich morphologisch als deutliche Stufe abheben. Am Ligarí di erscheinen diese Kalke als zwei dicht übereinanderliegende Rippen von insgesamt ca. 50 m Mächtigkeit.

Östlich Anávatos ist es nur noch eine Rippe, deren Dicke im östlichen Kéramo Langádi bis auf 5-8 m abnimmt. Diese Kalke sind durch massenhaft auftretende Dasycladaceae ausgezeichnet.

Herr Prof. M. H e r a k bestimmte folgende Formen:
Gipfel des Ligarídi, westlich Anávatos (Probe 359); südlich oberhalb Kéramo Langádi, ca. 3 km nordöstlich Anávatos (Probe 341);
ca. 50 m östlich der Kapelle A. Geórgios/Anávatos (Probe 518):

Diplopora cf. annulata SCHAFHÄUTL
Oligoporella chia HERAK

und gab als Alter "wahrscheinlich Oberladin" an. HERAK versteht unter "Oberladin" das Cordevol, das von anderen Autoren (vgl. JACOBSHAGEN 1961) bereits dem Karn zugerechnet wird.

Im E und SE von Anávatos sind die Verhältnisse ähnlich: Statt der feingeschichteten Kalke des Ladin erscheinen entsprechende Dolomite, die etwas weniger mächtig sind.

Unmittelbar auf dem Algenkalk liegen in diesem Gebiet (s. Beilage 1, Profil XI/19) kräftig dunkelrote eisenschüssige Tonsteine, rotbraune Sandsteine mit reichlich Eisengeoden und häufig auch Quarzkonglomerate. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 0 und 5 m. Lokal erscheinen solche Bildungen auch unter dem Algenkalk.

Die Oberfläche des Algenkalkes ist in der Regel unregelmäßig löcherig und bis 1/2 m tief gerötet. In die Auskolkungen hinein greifen taschenförmig die roten tonigen Ablagerungen des Hangenden (nordwestlich unterhalb Platýlakkos). Die Grenzfläche ist auch dort gut wiederzuerkennen, wo die klastischen Sedimente darüber fehlen. Es dürfte sich um einen Emersions-Horizont handeln.

Am Hang südöstlich gegenüber Anávatos erscheinen die roten tonigen Gesteine sowohl im Liegenden als auch im Hangenden des Algenkalkes.

Über diesem Emersions-Horizont folgen ca. 10 m dünn- bis mittelbankige graubraune Kalke, die in der Regel braun anwittern. Sie enthalten massenhaft Muschel-Schill, darunter kleine Megalodontiden. Vermutlich ist es der von KTENAS 1928 ins Karn eingestufte Horizont (Nr. 1, S. 704), des Tales von A. Isídoros/Katávasis.

Diese Kalke gehen nach oben in dickbankige Dolomite, bzw. Kalke über.

Die hier beschriebenen Schichtglieder des Ladin und Karn beteiligen sich vorherrschend am Aufbau des Gebietes zwischen dem Elínta-Tal und der Höhe Platýlakkos. Als Leithorizonte bei der Kartierung dienten hauptsächlich der Algenkalk und der Emersions-Horizont.

Nach E und SE, gegen den Kalkrand hin, ließ sich im Rahmen dieser Arbeit die Kartierung in dieser Weise nicht mehr durchführen. Vermutlich ist hier mit Fazies- und Mächtigkeits-Änderungen zu rechnen, die zu dem Gebiet des Oros Piganiás (s. S. 66) überleiten. Die Mächtigkeit des karnischen (?) Algenkalkes scheint nach E hin stark zuzunehmen (vgl. Beilage 3, Profil 7).

Das Ladin und Karn des Kalkplateaus mit vorwiegend flachneritischen Sedimenten und Emersionen steht ohne wirklich vermittelnde Profile dem Korakáris-Gebiet mit mehr pelagischer Entwicklung gegenüber. Die Gegensätze fallen besonders ins Auge, weil diese Schichtfolgen, bedingt durch die Aufschiebung des Kalkplateaus auf die Grauwacken im E, heute sehr nah nebeneinander zu liegen kommen.

Ein beide Gebiete verbindender Horizont scheint das karnische Konglomerat des Korakáris, bzw. der Emersions-Horizont mit Sandsteinen über dem Algenkalk im W zu sein.

NOR - JURA

Die höhere Obertrias und der Jura ließen sich bei der Kartierung nur lokal gliedern (Abb. 12). Alterseinstufungen liegen i.a. nur punktförmig vor, so daß sichere horizontale Vergleiche schwerfallen.
Zweckmäßigerweise gehen wir bei der Besprechung daher regional vor, von N nach S, bzw. von W - wo die Lagerungsverhältnisse weniger gestört sind - nach E.

1. Im W und SW von Anávatos schließen sich über dem karnischen (?) Algenkalk des Ligarídi mit S-Fallen einige 100 m mächtige Kalke an, die die Hochfläche nordwestlich und westlich Avgónyma aufbauen. Diese Folge kann im großen und ganzen zweigeteilt werden (Abb. 12, Profil 1):

a) **Der untere Bereich** besteht aus dickbankigen und massigen, mattgrau anwitternden Kalken von überwiegend hell- bis mittelgrauer Färbung. Häufig sind oolithische Lagen und solche mit Muschel- und Schnecken-Querschnitten (um 5 cm ∅).

b) Hieraus gehen allmählich scharf dickgebankte ebenflächige Kalke, häufig bituminös, hervor, mit mehr braunen Farben. Lagenweise sind diese Kalke reich an dickschaligen Muscheln (bis 5 cm ∅), deren spätige Schalen farblich von dem dunklen Gestein abstechen.

In dem Grenzbereich zwischen diesen beiden Kalkkomplexen, in dem stellenweise der Weg von Avgónyma zur Elínta-Bucht führt, erscheinen gelegentlich dunkelrote tonige Sedimente, die einen zweiten, höheren Emersionshorizont zu markieren scheinen.

2. In der Gegend Livádia, südöstlich und südlich Avgónyma,

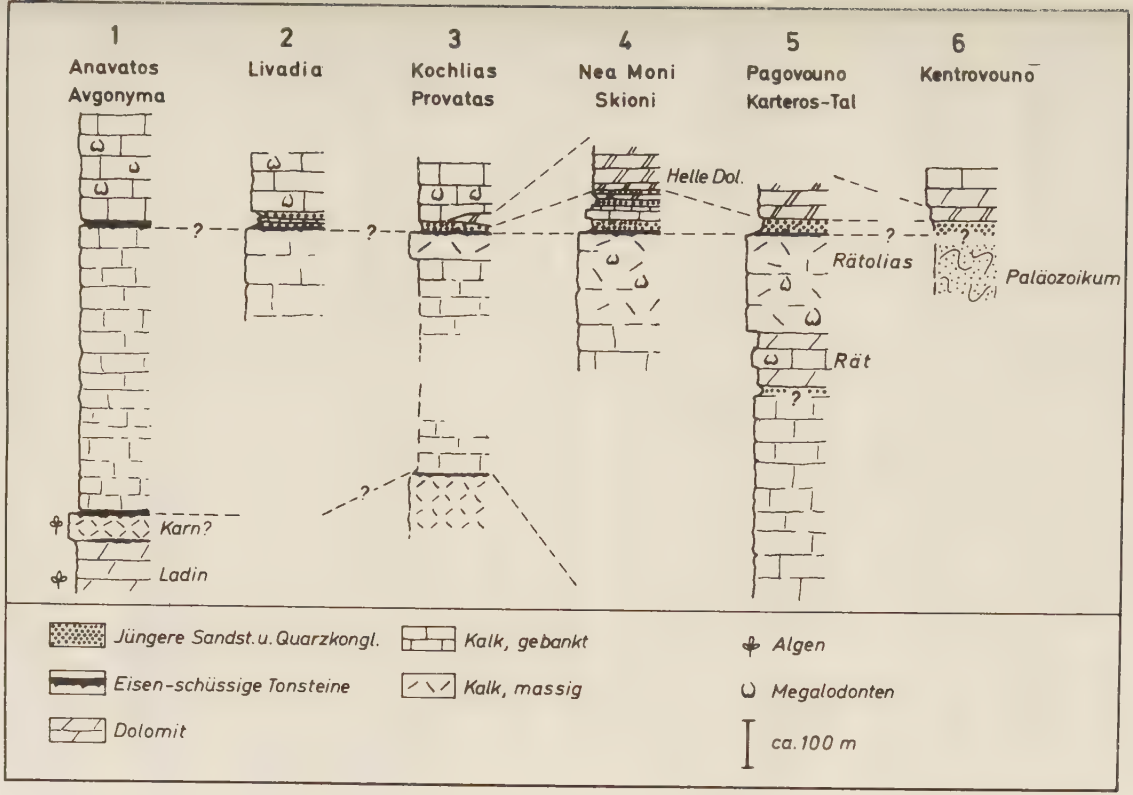


Abb. 12
Profile durch Obertrias und Jura von Mittel-Chios

führen dickbankige braungraue Kalke, die man mit dem zweiten, höheren Bereich der Kalkfolge vergleichen möchte, größere (bis 12cm) Megalodontiden (Rät?, Jura?). Sie überlagern hier mehrere Meter mächtige, quarzitische rotbraune Sandsteine und Quarzkonglomerate mit Einschaltungen von dünngebankten, gelbbraunen sandigen Kalken (vermutlich der höhere Emersionshorizont).

Diesen Megalodonten-reichen bräunlichen Kalken entsprechen, als isoliertes Vorkommen, die Gipfel-Kalke der alten befestigten Dorfanlage von Anávatos und vermutlich, ganz im SW des Gebietes, die Kalke auf der W-Seite der Bucht von Lithí.

3. Kéramo Langádi, nordöstlich Anávatos

Die S-Seite des Tales erschließt ein mehrfach gestörtes Profil von hellen Kalken und Dolomiten. Zu unterst liegt, nach SE einfallend, ein mächtiger Komplex von massigen grauen und graubraunen Kalken mit dickschaligen Muscheln. In Dünnschliffen der obersten Kalke (Probe 340, det. H e r a k) fanden sich:

Codiaceae
Cayeuxia mediterranea HERAK

Dasycladaceae
Macroporella sp.

Foraminifera
Aulotortus sp.

Datierung: Jura

Die Kalke sind an der Oberkante gerötet und es folgt ein schmaler Emersionshorizont mit Limonitkrusten und roten Tonsteinen. Hierüber schließen sich Kalke, dann Dolomiten unbekannten Alters an.

Diese Schichtfolge wird tektonisch überlagert durch ein invers liegendes Profil von Obertrias mit karnischem (?) Algenkalk bis zum Anis (Bunte Serie).

4. Die Hochfläche zwischen dem Tal von Lithí und dem Karterós - Tal

a) K a l k e u n d D o l o m i t e

Die Hochfläche baut sich aus nach SE einfallenden, gleichförmigen, massigen und dickbankigen hellgrauen Kalken und Dolomiten auf,

in die sich nur gelegentlich mehr bräunliche Lagen einschalten. Die Kalke sind meist fein-detritisch, oft oolithisch, und enthalten in großer Zahl Schnecken- und Muschelquerschnitte.

Erst im höheren Teil des Profiles, am Pagóvouno, läßt sich eine Veränderung der Petrographie feststellen (Abb. 12, Profil 5):

In der flachen Senke westlich des Pagóvouno-Gipfels sind im Schutt braune Quarzsandsteine und -feinkonglomerate zu finden, von denen nicht sicher ist, ob sie wirklich anstehen.

Es folgen (am N-Hang des Pagóvouno aufgeschlossen) einige Meter helle gebankte Dolomite, dann ca. 20 m deutlich dickgebankte Kalke mit unregelmäßig verteilten bunten Farben.

Fleckig graue und gelbliche Kalke wechseln mit braunen und dunkelroten Lagen. Die meistens rötliche Anwitterungsfarbe zeichnet diesen Horizont aus, der anscheinend größere Verbreitung besitzt (nordwestlich und nördlich A. Geórgios Sykoúsis).

Der stark detritische Kalk zeigt im Schliff (Probe 202/2, 209/4, 255/4) an organischen Resten: Schnecken- und Muschel-Bruchstücke, Algen und Foraminiferen, darunter Involutina cf. liasina (JONES).

An Megafossilien fanden sich neben Schnecken und kleineren Muscheln Megalodontiden, von denen Conchodus infraliasicus STOPPANI bestimmt werden konnte.
(Die Bestimmung bestätigte freundlicherweise Herr Prof. H. Z a p f e , Wien).
Dieser Horizont wird damit in das Rät eingestuft.

Hierüber folgen ca. 20 - 30 m dickbankige hellgraue und gelbliche Dolomite mit der typisch rauhen Anwitterung. Die Lagen sind reich an feinem detritischen Material und häufig von einer feinen Schichtung durchzogen, die wohl der aus den Ladin-Kalken von Anávatos homolog ist.

Als höchstes Glied dieser Schichtfolge schließen sich massige weißlichgraue Kalke mit großen Megalodontiden-Querschnitten (bis 11cm Ø) an, die den Gipfel des Pagóvouno bilden und sich weiter südlich bis auf die E - Seite der Karterós-Schlucht hinziehen.

An der Oberkante dieser massigen Kalke fanden sich in Dünnschliffen südwestlich der Kirche Evangelístria, im SW von Tholopotámi (Probe 562/1, det. H e r a k):

Kleinforaminiferen
Algae
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Datierung: Jura (oder Kreide?).

Wahrscheinlich handelt es sich um Rätolias , wie ergänzende Fossil-Funde weiter südlich ergeben haben (BESENECKER et al. 1968).

Die Karbonatfolge, die bei Lithí etwa in dem Niveau der feingeschichteten Kalke des Ladin (Algenfunde nordöstlich der Bucht von Lithí, s.S. 70) beginnt, reicht also wohl bis in den Jura hinauf.

Die Mächtigkeit ist nur schwer abzuschätzen, da das Profil mehrfach gestört ist. Sie beträgt sicher weit über 1000 m.

b) Jüngere Sandsteine und Quarzkonglomerate

Diese Gesteine werden den Basalen Sandsteinen und Quarzkonglomeraten von N-Chios (BESENECKER et al. 1968) als den älteren (Permoskyth) gegenübergestellt.

Mit scharfer Grenze legen sich auf die Rätolias-Kalke des Karterós-Tales terrigene Klastika.

Gesteine: Rostbraun anwitternde quarzitische Sandsteine und Quarzkonglomerate charakterisieren diesen Horizont, der sich trotz seiner häufig verhältnismäßig geringen Mächtigkeit farblich und morphologisch deutlich von den hellen Karbonatgesteinen seiner Umgebung abhebt. Er läßt sich, wie die Kartierung zeigt, durch das ganze Gebiet bis zum Kochliás im N verfolgen.

Die Bankdicke des Gesteins liegt im m-Bereich, manchmal darunter. Schrägschichtung ist häufig. Im unverwitterten Zustand sind die Farben hellgrau, gelblichbraun und hellgrün. Höherer Fe-Gehalt führt auch zu roten Farben.

Es wechseln gröbere und feinere Lagen. In Konglomeraten erscheinen Korngrößen bis 5 cm ∅. Die mit kieseligem Bindemittel verbackenen Komponenten sind teilweise gerundet und bestehen fast nur aus Quarz. Ganz untergeordnet erscheinen stark zersetzte Feldspäte und verschiedenfarbige Lydite. Das Sediment läßt auf mehrfache Umlagerung oder/und weiten Transportweg schließen. Fe-Geoden treten als Neubildungen auf.

Im Bachbett südwestlich unterhalb des Sagiakómiti sind cm-dicke Pechkohle-Schmitzen in die Sandsteine eingeschaltet.

Die Mächtigkeit dieses Schichtgliedes ist schwer zu bemessen, da die Sandsteine bei tektonischer Beanspruchung oft von den angren-

zenden Kalken disharmonisch überfahren werden. Sie schwankt zwischen 2 und 80 m.

Die um den A. Márkos bis etwa zum Kloster Néa Moní verbreiteten Sandsteine und Konglomerate hat K. A. KTENAS in seiner Karte 1:100 000 zu den karbonischen Grauwacken des östlichen Gebietes gerechnet.

An Fossil-Resten fanden sich in feineren Sandsteinen nördlich unterhalb des Agios Márkos (Stavrí), am Pfad von Karyés nach Néa Moní , einige Pflanzenabdrücke, vermutlich Equisetales (bis 20 cm lange, bis 3 cm breite längsgestreifte Stengel).

Einlagerungen:

In die Sandsteine und Konglomerate sind linsenartig bis zu 20 m mächtige ungeschichtete weißlichgraue Kalke eingelagert (z. B. südlich des Skióni, vgl. Abb. 13), die für diese Umgebung erstaunlich rein sind. Es gibt an der Grenze Sandstein / Kalk einen nur wenige Zentimeter breiten Übergang mit feinen Sandeinstreuungen in oolithischen Kalk. Viele Ooide sind um Quarzkörnchen gewachsen (Schliff 324).

Weitere Einlagerungen sind cm-gebankte plattige, auch flaserige Kalke, die oft feinsandig und dolomitisch sind. Im frischen Bruch sind sie meist ockerfarben bis braun, häufig auch bläulichgrau. Ihre Anwitterungsfarbe ist hellbraun. In der Umgebung von Néa Moní schalten sich auch braune, manchmal kavernöse Dolomite ein.

Diese braunen Kalke sind nicht auf ein bestimmtes Niveau beschränkt. Sie erscheinen sowohl an der Basis der Sandsteine (z. B. im Tal südlich A. Plátanos) als auch im höheren Teil. Häufig sind sie auch mit den weißgrauen Kalkeinlagerungen verbunden.

An Fossilien wurden in Schillagen gefunden:

Gastropoden
Lamellibranchiaten

Außerdem:

a) Ca. 500 m südlich der Funkstation auf dem Provatás (Schliff 247/8):

Foraminiferen, darunter
Ammodiscus sp.

b) An der Straße Stavrí - Neá Moní, ca. 300 m südwestlich der Abzweigung nach Avgónyma (Probe 253):

Fischzähne
Schnecken-Steinkerne
Foraminiferen
Trochamminidae

c) 300 m nordnordöstlich Kapelle Kourná (Probe 105/1, 115/7):
Fischzähne und -schuppen
Foraminiferen
Ammodiscus sp.
Glomospirella sp.

Als Alter der Sandsteine und Konglomerate läßt sich durch die Fossilfunde bestenfalls Mesozoikum angeben. Die Auflagerung auf die Rätolias-Kalke des Karteros-Tales einerseits und die Überlagerung durch die Kalke des Kochliás (nicht jünger als Lias) andererseits, erlauben eine Einstufung in den unteren Jura.

Sandige und konglomeratische Gesteine des Lias, gelegentlich auch mit Kohlebildungen sind z.B. aus den nördlichen Ostalpen (Grestener Fazies), aus Ostserbien (HÖLDER, H. 1964) und dem östlichen Bulgarien (BERNDT, H. 1934) bekannt. Ferner aus NW-Anatolien (BREMER, H. 1964).

5. Das Gebiet zwischen Kochliás und Provatás

Die Unterlage der Jüngeren Sandsteine und Quarzkonglomerate bilden unmittelbar nordöstlich des Kochliás-Gipfels massige weißgraue bis gelbliche Kalke unbekannten Alters. Die Oberkante dieses Kalkes taucht nach SE ab (in dem Tal, das bei der Kapelle A. Isídoros/Anávatos mündet) und es schieben sich (primär?, tektonisch?) zwischen sie und die Sandsteine, nach S stark an Mächtigkeit zunehmend, gebankte braune Kalke mit spätigen Muscheln.

Auf den unteren massigen Kalken finden sich stellenweise rote Fe-reiche Tonsteine, so daß hier zwei Emersionshorizonte übereinander zu liegen kommen (Abb. 12, Profil 3).

Auf die Sandsteine und Konglomerate legt sich - als jüngstes Schichtglied in diesem Gebiet - eine mindestens 50 m mächtige Platte von dickgebankten braungrauen bituminösen Kalken mit Megalodontiden-Querschnitten (bis 12 cm ∅). Sie baut den Gipfel des Kochliás auf und fällt etwa mit dem Hang nach E zum Tal von Arvanítissa ein.

Hierher gehören auch die Kalke des Provatás (Abb. 23), die an

der Straße nach Avgónyma mehrfach aufgeschlossen sind.

Der petrographischen Beschaffenheit nach sind sie auch mit den Kalken der Gegend Livádia zu vergleichen.

Im Dünnschliff zeigen sich neben massenhaft organogenem Detritus folgende Fossilien:

a) Gipfel des Kochliás (Probe 247/5)
b) SE-Hang des Kochliás, ca. 1 km südsüdwestlich Kapelle Panagía Arvanítissa (Probe 180/3)
c) S-Hang des Provatás, an der Straße nach Avgónyma (Probe 181/6):

Gastropoden
Lamellibranchiaten
Foraminiferen, darunter
Involutina sp.
Trocholina sp.
Nodosariidae

Datierung: Ladin bis Lias.

Auf Grund der Lagerungs-Verhältnisse muß Lias-Alter angenommen werden.

Gewisse Aufmerksamkeit verdienen südlich und östlich des Kochliás erscheinende winzige Vorkommen von dickbankigen hellgrauen sehr feinkörnigen Dolomiten, die ganz typisch mehlig gelblich-weiß anwittern. Sie gleichen petrographisch den Hellen Dolomiten, die in dem Gebiet südlich des Provatás das normale Hangende der Jüngeren Sandsteine und Konglomerate bilden.

Über ihre Lagerungsverhältnisse in diesem nördlichen Bereich läßt sich wenig sagen, da die Kontakte Sandstein/dickbankiger Kalk fast überall gestört sind. Im Tal von Arvanítissa (600 m südlich der Kapelle) liegen sie als kleine Mulde auf den Sandsteinen. Südlich des Kochliás-Gipfels scheinen sie sich zwischen Sandsteine und Kalk zu schalten. Damit bieten sie die Möglichkeit, die Sandsteine nördlich mit denen südlich des Provatás zu korrelieren. Die Kalke des Kochliás sind weiter im S nicht gefunden worden.

6. Das Gebiet südlich des Provatás bis westlich Tholopotámi

Die Jüngeren Sandsteine und Quarzkonglomerate streichen in dem Gebietsstreifen zwischen Provatás und dem Pagóvouno, tektonisch bedingt, in zwei breiten NNE-streichenden Zügen aus.

Ihre Unterlage, die höchsten Teile des westlichen Kalkplateaus, besteht in der Regel aus massigen bis sehr dickgebankten hellen Kalken.

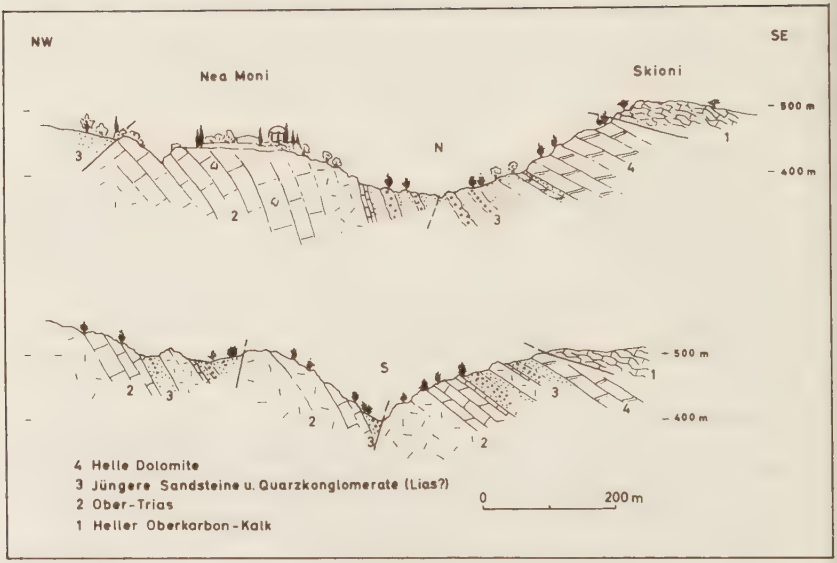


Abb. 13
Profile durch Obertrias und Jura beim Kloster Néa Moní.

Auf diese lagern sich, aufgeschlossen z.B. nordwestlich und westlich des Klosters Neá Moní (bei der Kapelle Agios Lukás), feinkörnige quarzitische, oft geröllführende Sandsteine. Die Kalkfläche ist unregelmäßig angelöst und von Eisenschwarten überzogen. Die sonst hellgrauen Kalke sind zur Auflagerungsfläche hin meist bräunlich, oben rötlich verfärbt und sehr hart.

Das Kloster Neá Moní selbst steht z.T. auf solchen dickbankigen Kalken, die stellenweise bis zu 10 cm große Megalodontiden führen (Abb. 13).

Auf dem Berg mit dem Kloster Agii Patéres wurden in ähnlichen Kalken stark umkristallisierte Dasycladaceen gefunden.

Gebietsweise jedoch ist das Liegende hiervon unterschieden:

Südwestlich des Skióni (Abb.13) sind die obersten 20 m der Unterlage gut gebankte hellgraue Dolomite, seltener Kalk, als deren Abschluß ca. 2 m dm-gebankte flaserige braune Kalke folgen. Anlösungs- und Verkarstungserscheinungen wurden hier nicht beobachtet.

Etwa 10 m über der Basis der Sandsteine schaltet sich eine ca. 5 m dicke weißgraue Kalkrippe ein, die im Hangenden ebenfalls ca. 2 m gebankte braune Kalke führt.

Nördlich Agios Plátanos sind dickbankige hell- bis mittelbraune Kalke mit dickschaligen Muscheln unter den Sandsteinen erschlossen.

Im Dístomo-Tal, östlich der Höhe Skagiá (nordwestlich A.Geórgios Sykoúsis), werden Dolomite und Kalke des Rät mit Conchodus infraliasicus STOPPANI - von der gleichen Ausbildung wie am Pagóvouno - durch die Sandsteine und Konglomerate überlagert. Die Kalke reichen eventuell auch bis in den Jura hinauf. Entsprechendes gilt für die Umgebung der Kapelle Agios Thomás nördlich A.Georgios Sykoúsis.

Östlich des Karterós-Tales besteht die Unterlage aus den erwähnten massigen Rätolias-Kalken.

Es ist nicht erwiesen, aber durchaus denkbar, daß sich der Sandstein- und Quarzkonglomerat-Horizont auf ein durch Emersion und leichte Verkarstung geprägtes Relief von rätischen bis jurassischen Gesteinen ablagerte, möglicherweise transgredierte.

Die erwähnten plattigen braunen Kalk- bzw. Dolomit-Einlagerungen begleiten die Sandsteine überdas ganze Gebiet. Die massigen weißgrauen Kalke dagegen scheinen auf den nördlichen Teil beschränkt zu sein. Die südlichsten Vorkommen liegen westlich des Sagiakómiti.

Den Abschluß der Sandstein-Sedimentation bilden bunte tonige Ablagerungen.

a) Bunte Übergangsschichten

In den oberen Abschnitt der Sandsteine schalten sich zunächst lagenweise, dann zunehmend, leuchtend ziegel- und violettrote und verschieden grün gefärbte Schiefer ein. Die sandigen Ablagerungen nehmen nach oben allmählich ab und weichen im höheren Teil blaß grünlichen und hellgrauen Dolomitmergeln und festeren Dolomit-Bänkchen. Diese schließen sich im Hangenden zu den "Hellen Dolomiten" zusammen. Die unteren Dolomit-Lagen können noch sandig sein.

Die Mächtigkeit der Übergangsschichten ist schlecht zu schätzen, weil diese weichen Gesteine meist von Schutt bedeckt oder von härteren Gesteinen überfahren sind. Sie dürfte zwischen 10 und 20 m betragen.

Gute Aufschlüsse in diesem farbenprächtigen Horizont liegen mehrfach an der Straße von Karyés zum Kloster Néa Moní (besonders schön erschlossen in den Straßenkehren oberhalb Kourná und westlich des Agios Márkos). Ferner östlich oberhalb Agios Plátanos und bei der Kapelle A. Thomás (nördlich A. Georgios Sykoúsis).

b) Helle Dolomite

Aus den Bunten Übergangsschichten gehen dickbankige Dolomite hervor, die besonders durch ihre gelblichweiße Anwitterungsfarbe auffallen und farblich einen leuchtenden Gegensatz zu den rostbraunen Farben der Jüngeren Sandsteine und Quarzkonglomerate darstellen.

Die hellgrauen, manchmal leicht bräunlichen Dolomite sind besonders feinkörnig und reich an tonigem Material. Dadurch erscheinen sie im Bruch sahnig und äußerlich meist strukturlos. In Dünnschliffen (Probe 528/1) zeigen sich stellenweise feine Poren, bzw. Kleinhöhlen, mit Geopetal-Gefügen.

Feiner organogener Detritus erscheint in manchen Lagen sehr häufig. Die noch ausgezeichnete Erhaltung z.B. von Foraminiferen-Gehäusen (im Gegensatz zu manchen Trias-Kalken und -dolomiten) deutet auf eine primäre Dolomitbildung hin.

Die Klüfte in dem Gestein sind größtenteils von Dolomitspat verheilt.

Die Dolomite wittern mehlig rauh an und zerfallen zu feinem gelblich-weißen Dolomitmehl, das von der Bevölkerung zum Auffangen des kostbaren Mastix-Harzes verwendet wird. Der für Chios typische Mastix-Strauch wird übrigens gern auf den Hellen Dolomiten angebaut.
Als Einlagerungen zwischen die Dolomitbänke treten vor allem im tieferen Abschnitt dünne grüne, selten auch violettrote Schiefer auf. Bei der Kapelle A. Thomás ist eine dicke quarzitische Sandstein-Lage als Einschaltung zu beobachten.

Fossilien sind in den Hellen Dolomiten nur spärlich zu finden. Die Säureaufbereitung lieferte einige Fischzähnchen und -schuppen. In Dünnschliffen von den folgenden Lokalitäten

Nördlich unterhalb des Strongiló Tráchonas (Probe 464),
Südlich des Dragatómiti (Probe 528/1),
Westlich oberhalb Kourná, an der Straße nach Néa Moní (Probe 535/1)

fanden sich, leider unbestimmbar, Reste von: Muscheln, Schnecken und, sehr selten, Foraminiferen. Diese weisen nach der Mitteilung von Frau Dr. V. Kochansky-Devidé, Zagreb und Herrn Prof. M. Herak, Zagreb, die freundlicherweise einige Schliffe durchgemustert haben, lediglich auf mesozoisches Alter hin.

Auf Grund der Lagerungsverhältnisse ist liassisches Alter der Hellen Dolomite am wahrscheinlichsten. Die größte erschlossene Mächtigkeit des ganzen Horizontes liegt bei 40 m.

Über den Hellen Dolomiten folgen, wie ein kleines Vorkommen westlich Daphnónas (Kentróvouno) zeigt, mit Übergang mindestens 60 m dickbankige hellgraue Dolomite und sandfarbene Kalke, z.T. mit Feinschichtung (Algenrasen) (s. auch S. 85).

In ihrem Hauptverbreitungsgebiet werden die Hellen Dolomite tektonisch von der Allochthonen Einheit überlagert.

7. Oros Piganiás

Der größte (W-) Teil des Oros Piganiás wird aus sehr dickbankigen hellgrauen und bräunlichen Kalken mit gelegentlich rötlichen Linsen und Schlieren aufgebaut. Massige helle Kalke bilden die Basis des sehr mächtigen Profiles. Im oberen Teil erscheint eine mehrere Zehner Meter dicke massige, helle Kalkrippe, auf die sich ein dünner Horizont mit Limonitkrusten und Fe-reichen, rostbraunen Tonsteinen legt.

In der Südwestecke des Oros Piganiá s, nördlich oberhalb Stavrí, wurden am Pfad nach NW, in einer rötlichen Partie von sonst hellgrauen detritischen Kalken (Probe 534, det. H e r a k) Codiaceae gefunden, die diesen Kalk in den Jura (oder jünger) einstufen.

8. Der Prophet Ilías (nördlich A. Georgios Sykoúsis) und seine nördliche Fortsetzung bestehen aus, mit etwa 40° nach E einfallenden, sehr dickbankigen hellgrauen, auch rosa Kalken. Rote detritische Kalke treten ebenfalls auf.

Am W-Abfall der nördlichen Fortsetzung des Proph. Ilías sind dickbankige hellgraue und schwach rosa Kalke mit Feinschichtung eingelagert, die man im Gelände ohne weiteres für die des Ladin ansprechen würde. Auch im Dünnschliff zeigen sie denselben Faziestypus der "Loferite" wie jene vom Ligarídi.

Eine Probe dieser Kalke (Probe 251/4, det. H e r a k) enthält neben Foraminiferen und unbestimmbaren Dasyclaceen

Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI), die diesen Kalk jedoch als Jura (vermutlich Rätolias) einstuft.

Liegendes und Hangendes dieser Kalke sind durch Störungen abgeschnitten, so daß die Zugehörigkeit zu bekannten Profilen , nämlich als Äquivalent der Kalke vom Pagóvouno und Karterós-Tal, sich nur vermuten läßt.

9. Der Kalkplateau-Rand zwischen Kourná und dem Agrélos (nördlich A. Geórgios Sykoúsis)

wird bis in die Gegend südwestlich Daphnónas aus massigen und sehr dickbankigen hellgrauen Kalken unbekannten Alters aufgebaut.

Nördlich der Kapelle A. Thomás, den E-Hang des Proph. Ilías bildend, stehen ± senkrecht dickbankige weißgraue, grau gefleckte und rötliche Kalke an, auch Dolomite, mit Einlagerungen von Brekzien und Kalkkonglomeraten (Komponenten: verschieden graue Kalke).

An organischen Resten fanden sich Schnecken- und große Megalodontiden-Querschnitte, im Schliff (Probe 287/4): Algen und Foraminiferen.

Es dürfte sich um Äquivalente der Rätkalke des Pagóvouno handeln. Diese Kalke werden überlagert von 3-4 m dünngebankten hellbraunen Kalken mit kleinen Schnecken und schließlich von den quarzitischen Sandsteinen.

Auch nordöstlich und östlich unterhalb der Kapelle A. Thomás erscheinen die bunten Rätkalke des Pagóvouno mit großen Megalodontiden, Schnecken, Algen und Foraminiferen.

In die Kalke sind eingeschaltet (1 km nordöstlich A. Thomás) bräunliche Kalk-Konglomerate, sandige Kalke und ein 0,5 m dickes Konglomerat, bestehend aus verschieden grauen und roten Kalken und Quarz (Geröll bis 3 cm ∅). In dem Konglomerat finden sich Scherben größerer Megalodontiden-Schalen. Petrographisch ähneln diese Bildungen, isoliert betrachtet, manchen Lagen der Bunten Serie.

Über den bunten Kalken, bzw. Konglomeraten, folgen dickbankige hellgraue Dolomite, dann massiger hellgrauer Kalk.

10. Kentróvouno, westlich Daphnónas

Diese bereits im Zusammenhang mit den Hellen Dolomiten erwähnte Höhe zeigt folgendes Profil:
Über den paläozoischen Grauwacken folgen ca. 3-4 m rostbraun verwitternde quarzitische graubraune Sandsteine und feine Quarzkonglomerate (Gerölle bis 1cm ∅).

Die Grenze Qrauwacken/Sandstein ist nicht aufgeschlossen, so daß offen bleiben muß, ob die Auflagerung primär- transgressiv oder tektonisch erfolgte.

Die Sandsteine werden - mit dem bunten Übergang - von den Hellen Dolomiten überlagert, die hier nur ca. 7 m mächtig sind.

Darüber folgen ca. 15 m dickbankige, z. T. kalkige graue Dolomite mit heller Feinschichtung, dann etwa 30 m sandfarbene dickbankige Kalke mit orangeroten Flecken. Den Gipfel bilden ca. 20 m hellgraue Kalke mit dolomitischer Feinschichtung. Das Profil ist vermutlich in den Jura einzustufen.

11. Eptás (Kastélli)

Der schmale Kamm, der sich parallel zum Kalkrand südlich der Kirche Agios Konstantínos (südlich Daphnónas) bis etwa westlich Zyphiá hinzieht, baut sich aus steil stehenden massigen bis sehr dickbankigen Kalken auf von hellgrauer bis schwach bräunlicher Färbung.

Am S-Ende dieser Höhe fanden sich sehr große Megalodontiden-Querschnitte (bis 25 cm ∅!). Als Alter wird Lias, eventuell auch Rät angenommen.

Die Schwierigkeiten, horizontal vergleichbare Normalprofile innerhalb des Kalkplateaus zu erarbeiten, liegen, von der Tektonik abgesehen, in der verhältnismäßig geringen Differenzierung der Karbonatgesteine und vor allem im Mangel an geeigneten Fossilien.

Daß auch mikrofazielle Vergleiche ohne Fossilien darüber kaum hinweghelfen, zeigen als Beispiel die feingeschichteten Kalke, die in gleichartiger Ausbildung
im Ladin des Ligarídi,
im Rät des Pagovouno und
im Jura des Prophet Ilías vorkommen.

Die gebietsweise kartierbaren Emersions- und Sandstein-Horizonte, von denen ein karnischer und ein wahrscheinlich liassischer eingestuft werden konnten, sind nur begrenzt als Leithorizonte zu verwenden, weil sich hier ebenfalls ± gleichartige Sedimentation mehrfach wiederholt.

Vielleicht wird man bei detaillierteren Profilaufnahmen eine ähnlich zyklische Entwicklung entdecken können, wie sie von A.G. FISCHER 1964 aus Dachsteinkalken beschrieben wurde.

Schließlich kommt hinzu, daß sich wenigstens im Ladin und Karn zwischen dem westlichen (Anávatos) und dem östlichen Gebiet (Oros Piganiás, Korakáris) Faziesübergänge vollziehen, die im einzelnen nicht zu entschlüsseln waren.

In der oberen Trias und im Jura scheinen die Fazies-Verhältnisse konstanter zu sein.

Vergleiche mit anderen Kalkmassiven, etwa mit Dachstein- oder Pantokratorkalken, lassen sich mehr oder weniger nur in sedimentologischer Hinsicht ziehen.

Der stratigraphische Umfang des autochthonen Kalkplateaus in dem untersuchten Gebiet reicht nach den bisherigen Beobachtungen vom o b e r e n A n i s bis in den L i a s , bzw. in den " J u r a ", der die vorneogene Schichtfolge abschließt.

Die Schichtenfolge der Allochthonen Einheit

Die Allochthone Einheit unterscheidet sich in ihrem Schichten-Bestand vollkommen von dem Autochthon (vgl. Abb. 3). Über fossilreichem Jungpaläozoikum folgen nach einer die Trias umfassenden

Schichtlücke Gesteine des Lias. Die Verbreitung dieser Einheit ist aus Beilage 2 zu ersehen.

OBERKARBON

Heller Oberkarbon - Kalk

Man kann zwei voneinander abweichende Fazies-Typen des Oberkarbon-Kalkes unterscheiden (Abb. 15):
1.) Flaser- und Plattenkalke
2.) Massige Brachiopoden-Kalke.
Ihre Verbreitung ist aus Abb. 14 zu ersehen.

1. Flaser- und Plattenkalke

Diese Gesteine bauen den Berg des Agios Márkos und den Skióni auf und lassen sich nach S bis in die Gegend von Jerodió (Agios Joánnis) verfolgen. Ferner sind sie um die Kapelle Agios Thomás und südöstlich Agios Geórgios Sykoúsis, im Tal östlich unterhalb Agios Christós, verbreitet.

Beschreibung der Gesteine:

Der unterste Abschnitt des Kalkes und die Überschiebung auf die Hellen Dolomite des Jura sind am besten am N-Hang des A. Márkos (Abb. 18) aufgeschlossen (südlich der Straßenkehren oberhalb Kourná). Dort findet sich folgendes Profil, von oben nach unten (Abb. 15, Profil I):

e.	dünnbankige, hellgraue Kalke, gefaltet
d.	plattige und dünnbankige hell- bis mittelgraue Kalke, feingeschichtet, mit Hornstein-Linsen
c.	ca. 1,5 m grünlich-graue, feingeschichtete Hornsteine
b.	3 m gebankte braungraue, bituminöse Kalke mit Schalenquerschnitten, lokal tektonisch zerflasert
	Überschiebung
a.	dickbankige Helle Dolomite (Jura).

Die Fortsetzung des Profiles findet sich weiter westlich, am N-Hang des A. Márkos (Profil II u. III der Abb. 15 und Abb. 16), (v.o.n.u.):

l. >5m	hellbraune, plattig bis flaserige Kalke, z.T. mit Hornsteinknauern
k.	dm-gebankte, auch flaserige Kalke, gelblich-bräunlich, stark mit hellen Spatadern durchsetzt
j. 1m	konglomeratischer Kalk mit Komponenten aus verschieden grauen und bräunlichen Kalken
i. 0,5m	ockerfarbener, sehr fester, schwach oolithischer Kalk
h. 1,5m	plattige (cm) hell- bis mittelgraue und bräunliche Kalke mit grünlichen Mergel-Lagen
g. 5m	von weitem massig erscheinender, in sich aber geflaserter u. gebankter heller Kalk
f. ca.5m	dm-gebankte Kalke, hellbraun, weniger mit Spat durchsetzt
e. 3,5m	cm- und dm-gebankte Kalke, plattig, weniger flaserig, hellgrau
d.	grobflaseriger hellgrauer Kalk
c.	massig erscheinender, grobflaseriger und gebankter Kalk, hellgrau bis beige
b.	stark verspateter, im Bruch sahniger, bräunlich-grauer Kalk
————	Überschiebung ————————————
a.	Helle Dolomite (Jura) des Autochthons

Die Hauptmasse dieser Kalke ist typisch plattig und flaserig abgesondert. Auch die am A. Márkos sich deutlich als drei "massige" Stufen abhebenden Kalke sind im inneren Bau grobflaserig. Die fahlgrau anwitternden Kalke sind im Bruch meist hellgrau oder braungrau und oft mit ockerfarbenen Suturen durchsetzt. Das Material ist außerordentlich feinkörnig, z.T. pelitisch, so daß die Kalke sahnig aussehen. Stellenweise sind dünne, grünlich-graue Mergellagen eingeschaltet (z.B. an der Str. vom Paß Stavrí nach Néa Moní).

Von dem Grundtypus dieses Gesteins weichen vor allem die tieferen Lagen ab, die dunkler gefärbt und meist bituminös sind und außerdem häufiger Hornstein-Knollen und -Lagen führen. Im höheren Teil des Profiles finden sich einige Bänke oolithischer Kalke (A. Márkos - N-Hang und an der Str. ca. 200 m nördlich Kloster A. Márkos) und konglomeratische Lagen (am A. Márkos, aus vorwiegend hellgrauen Kalken, seltener mit Quarzgeröllen).

Im Hangenden des Kalkes folgen grüne Sandsteine und sandige Kalke.

Die Mächtigkeit der Flaser- und Plattenkalke ist wegen der Spezialfaltung und möglicherweise Schuppungen nur schwer zu

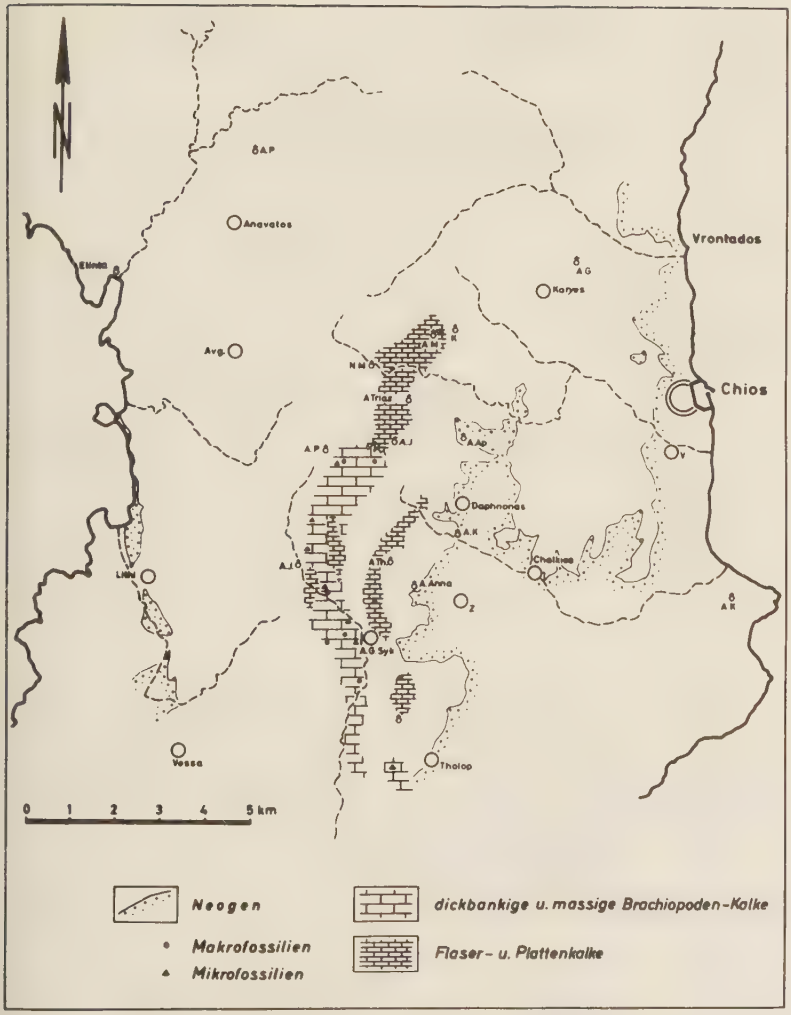


Abb. 14
Regionale Verbreitung und Fazies-Verteilung der Hellen Oberkarbon-Kalke (Allochthone Einheit) in Mittel-Chios.

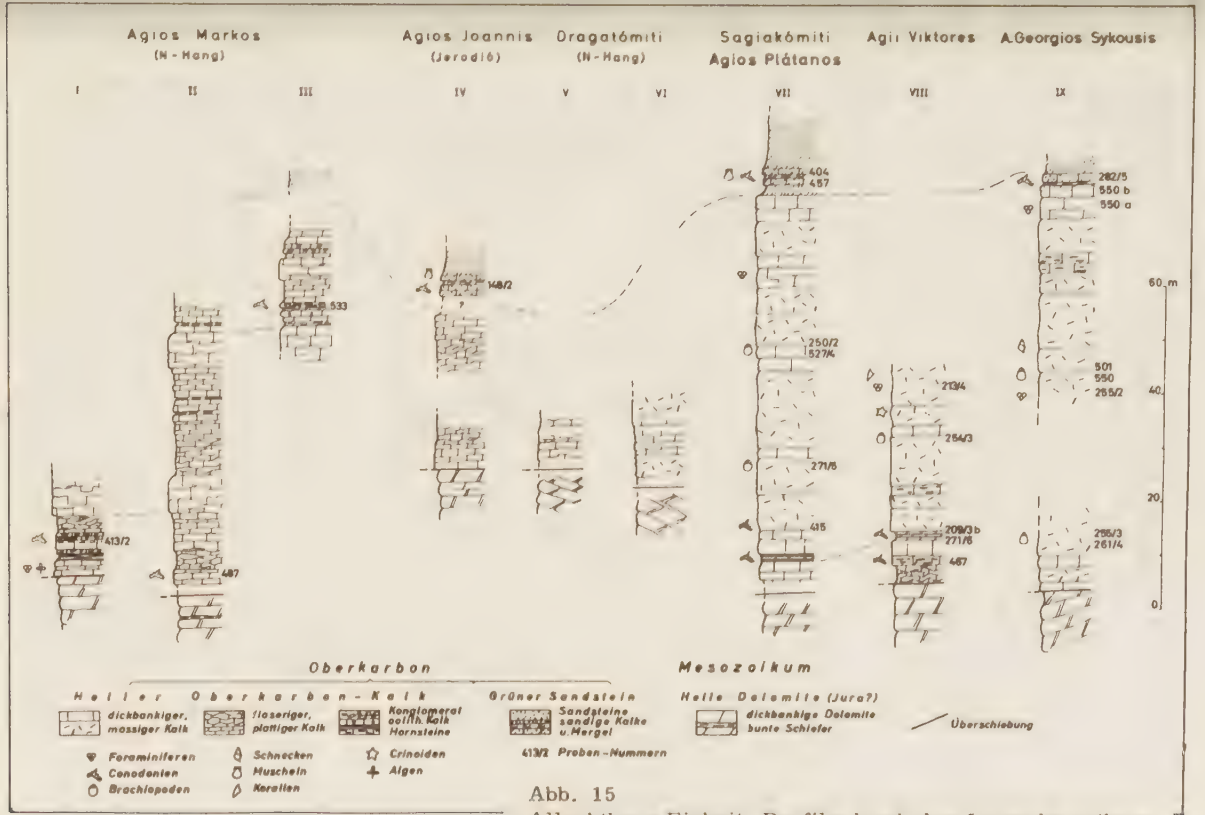


Abb. 15
Allochthone Einheit: Profile durch das Jungpaläozoikum.

Abb. 16
Profil durch den N-Hang des Agios Márkos

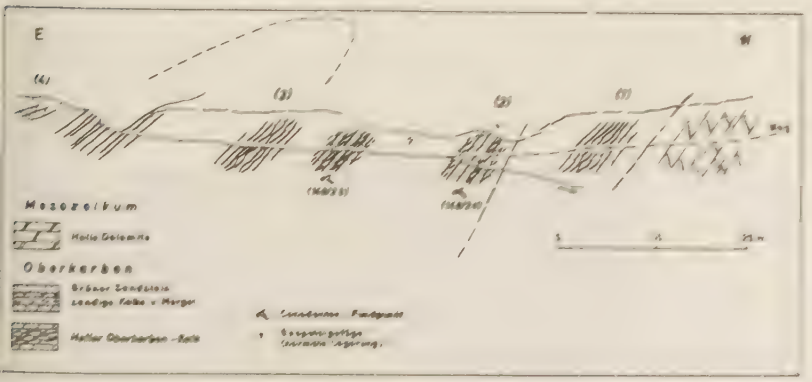


Abb. 17
Profil durch die Basis der Allochthonen Einheit.
Bachriß ca. 80 m südwestl. Kapelle A. Joánnis (Jerodió)

bemessen. Sie beträgt etwa 30 - 70 m.

Die Fossil-Führung in diesem Faziestypus ist außerordentlich dürftig. An Megafossilien konnten lediglich einige Schalenquerschnitte in den untersten Bänken am A. Márkos-NE-Hang beobachtet werden. Einige Lagen zeigen im Dünnschliff zahlreiche aber stark umkristallisierte Foraminiferen und Algen-Detritus.

Bei der Säureaufbereitung fanden sich Conodonten, doch meist nicht näher bestimmbare Zahnreihen-Typen:

a) Agios Márkos, NE-Hang: Hornstein-führende Kalke aus dem dem unteren Bereich (Probe 413/2):

Hindeodella sp.
Neoprioniodus ? sp.
Roundya sp.
Lonchodina sp.
Apathognathodus sp.
Ozarkodina sp.
Spathognathodus sp.

Die individuenreiche Fauna enthält auffälligerweise keine Plattform- und Gewölbetypen.

b) A. Márkos, am alten Weg von Stavrí zum Kloster:
hellgrauer und rosalicher Kalk, dünnplattig (Probe 487):

Hindeodella sp.
Hibbardella sp.
Roundya sp.
Lonchodina sp.
Ozarkodina sp.
Spathognathodus sp., aff. triangularis BENDER

Ostracoden
Fischzähnchen

c) A. Márkos, N-Hang, südlich oberhalb der westlichsten Kehre der Straße zum Kloster: Konglomerat aus grauen Kalken (Probe 533):

Conodonten-Bruchstücke
Fischzähnchen

d) Nördlich Agios Geórgios Sykoúsis, am Pfad, der von dem Weg Sykoúsis - Kapelle Agios Thomás nach N abzweigt.
Ca. 200 m nördl. Weggabelung:
Feinkörniger, bräunlicher Kalk, dünnbankig (Probe 270/4):

Abb. 18
Überschiebung (Pfeile) von Hellem Oberkarbon-Kalk (Allochthone Einheit) auf Helle Dolomite (Lias?) des Autochthons.
N-Hang des A. Márkos.

Abb. 19
Kalkplateau-Rand von E (Hintergrund).
Davor: paläozoische Grauwacken-Serie.
Vordergrund: Hafen der Stadt Chios.

Conodonten-Bruchstücke
Ammodisciden
Fischzähnchen

An Hand der Fossilien läßt sich wenig zur Datierung des Kalkes sagen. Am wahscheinlichsten ist jungpaläozoisches Alter. Aus der Trias sind mir keine vergleichbaren Conodonten-Faunen bekannt.

2. Massiger Brachiopoden-Kalk

Der zweite, durchweg besser aufgeschlossene Faziestyp des Hellen Oberkarbon-Kalkes ist hauptsächlich in einem Streifen verbreitet, der von Agios Joánnis (Jerodió) westlich A. Geógios Sykoúsis vorbei bis in die Gegend südwestlich Tholopotámi zieht. Er baut einige ansehnliche Berge und Höhenrücken auf:

Den Berg Mourómandra (Abb. 25) östlich Agios Plátanos (740m), der sich nach S in die Höhe Skagiá fortsetzt. Den Dragatómiti (720 m), den Sagiakómiti (700 m) und die Höhe Achlantropí (Agios Isídoros) westlich A. Geórgios Sykoúsis.

Gesteine, Profile:

Die oberkarbonischen Kalke sind überwiegend massig bis dickbankig und wittern hellgrau an. Die liegenden Teile sind sehr feinkörnig, von mittel- bis dunkelbrauner Farbe und stark bituminös. Zum Hangenden nimmt der Bitumengehalt deutlich ab, und die Kalke werden heller und grobspätiger.

Die höheren, den größten Teil des Profiles einnehmenden Kalke sind hellgrau bis bräunlich und oft für dieses Gestein typisch unregelmäßig bräunlich gefleckt. Häufig ist eine feine körnelige Struktur zu beobachten.

Nach Fossilinhalt und Mikrofazies läßt sich das Gestein als Riff-Detritus-Kalk ansprechen. Es ist ein umkristallisierter Biomikrit, der als organische Reste vor allem Crinoiden, Brachiopoden, Foraminiferen, Ostracoden, Bryozoen, Korallen und Algen (Girvanella) enthält. Gelegentlich sind Interklaste zu finden, die z. T. durch Foraminiferen oder Algen überkrustet sind.

Die Fauna und vor allem die Algen weisen auf geringe Tiefe des gut durchlichteten Sedimentationsraumes hin: Girvanella soll oberhalb von -20 m gelebt haben (MAMET, freundl. Mitteilung).

Der Komplex der massigen Kalke tritt fast überall in ziemlich gleichbleibender Mächtigkeit auf, die etwa 60 bis 90 m betragen dürfte.

Einige Profile sollen das Bild vervollständigen: Östlich der Kapelle Agii Viktóres, nordwestlich A. Geórgios Sykoú sis, beobachten wir (v.o.n.u.) diese Abfolge (Abb. 15, Profil VIII):

f) massiger, mittelgrauer bis bräunlicher, grobspätiger Kalk mit Crinoiden
e) dickbankige und massige, hell- bis mittelgraue Kalke, unten dunkler, schwach bituminös, unregelmäßig gefleckt, gelegentlich verkieselt
d) ca. 1,5m feingeschichteter (mm-Bereich) mittel- bis dunkelbrauner Kalk, stark bituminös
c) 3m massiger, bräunlicher, bituminöser Kalk, stark verspatet, lagenweise mit Hornsteinknauern
b) ca. 5m dünnplattige, hellgraue Kalke, fein gefältelt

———— Überschiebung ————————————————————

a) Helle Dolomite (Lias) des Autochthons

Hier treten also unter dem massigen Kalk dünnplattige und flaserige, helle Kalke auf, wie sie aus der Platten- und Flaserkalk-Fazies bekannt sind. Ähnliches beobachtet man ebenfalls am W-Hang des Strongiló Tráchonas, an der Straße A. Geórgios Sykoúsis - Lithí (Ponió).

Bemerkenswert ist ferner die ca. 1 - 1,5 m dicke Lage des stark bituminösen, dunklen Kalkes, die in sich sehr fein (mm) und streng parallel geschichtet ist. Dabei wechseln hellere und dunklere Lagen. Im oberen Abschnitt lockert sich die Feinschichtung auf und verliert sich schließlich in massigen, aus vorwiegend organogenem (Riff-) Detritus bestehenden Kalk. Dieser Abschnitt läßt sich über mehrere Kilometer verfolgen. Er ist sehr gut aufgeschlossen östlich oberhalb der Quelle von A. Plátanos, in der Nähe der Kapelle A. Viktóres und weiter südlich an mehreren Stellen an der Wasserleitung von A. Plátanos nach A. Geórgios Sykoúsis. Es müssen also zeitweilig außerordentlich ruhige Sedimentations-Bedingungen geherrscht haben in schwach euxinischem Milieu.

Ein vollständiges, wenn auch etwas einförmiges Profil bietet der Sagiakómiti (Abb. 15, Profil VII und Abb. 20):

Über den mesozoischen Hellen Dolomiten folgen, flach nach E einfallend, massige bis sehr grob gebankte mittelgraue und braune bituminöse Kalke. Dann m-gebankte, bräunlichgraue

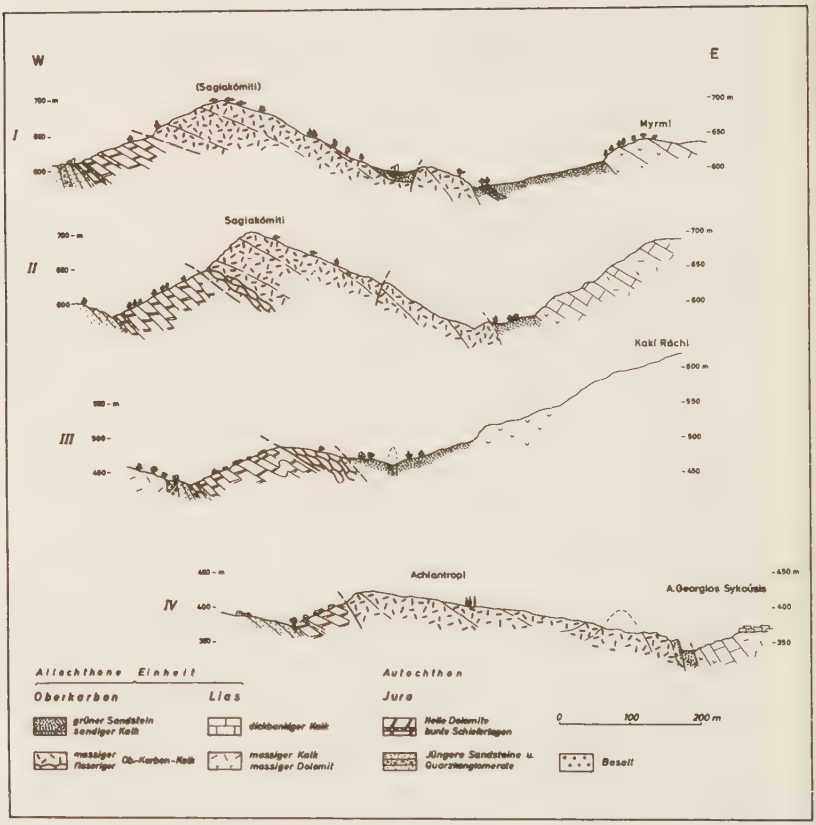


Abb. 20
Profile durch das Jungpaläozoikum der Allochthonen Einheit in der Kalkplateau-Randzone.

gefleckte Kalke, schwach bituminös, mit Brachiopoden-Schill. Am östlichen Hang: Undeutlich geschichtete hellgraue bis beige Kalke.

Darüber lagert in einer kleinen, tektonisch bedingten Absenkung bereits das nächste Schichtglied, aufgeschlossen in dem Brunnen eines kleinen Wein- und Gemüsegartens: mittelgraue, grüne und dunkelrote stark sandige Kalke, sandig-mergelige Schiefer und grüne Sandsteine.

Auffälligerweise finden wir südlich des Sagiakómiti unter den massigen Kalken ebenfalls die flaserigen Kalke, die weiter südlich, zwischen Sagiakómiti und Strongiló Tráchonas die alleinige Vertretung des Hellen Oberkarbon-Kalkes übernehmen. Ob der massige Brachiopodenkalk hier tektonisch unterdrückt ist oder primär fehlt, kann nicht schlüssig gesagt werden.

Die Obergrenze des Hellen Oberkarbon-Kalkes ist am besten aufgeschlossen am E-Hang des Achlantropí, nordwestlich gegenüber der Ölmühle von A. Geórgios Sykoúsis (s. Abb. 15, Profil IX und Abb. 20):

Massige und grobgebankte, hellgraue, spatige Kalke, lagenweise schwach verkieselt, mit Crinoidenschill und Brachiopoden-Nestern, gehen nach oben über in m-gebankte fleckige Kalke, deren oberste 2 - 3 Bänke feine Sand-Einstreuungen und grünliche, einzeln auftretende Quarzgerölle (1 - 2 cm ∅) enthalten. Zwischen die Kalkbänke sind dünne (cm-Bereich), grünliche sandig-mergelige Lagen eingeschaltet.

Über der obersten Bank folgen mit scharfem Einschnitt, feinkörnige grüne Sandsteine, die hier selten aufgeschlossen sind (Felder, Flußbett des Karterós).

Das Profil endet an einer disharmonischen Trennfläche, über der dickbankige Dolomite und Kalke des Lias folgen, auf denen auch der Ort Agios Geórgios Sykoúsis liegt.

Fossilien, stratigraphische Folgerungen:

Im Gegensatz zu den Flaser- und Plattenkalken hat dieses Gestein eine größere Anzahl von Fossilien geliefert. Hiervon wurden die Gruppen bestimmt, die eine altersmäßige Einstufung des Kalkes in Aussicht stellten. Die Lage der Proben im Profil ist aus Abb. 15 zu ersehen.

Megafossilien:

a) Höhe südlich des Dragatómiti, westlich oberhalb des Weingartens (Probe 250/2, 527/4):

Productiden
- Cancrinella ? sp.
- Eomarginifera timanica (TSCHERNYSCHEW)
- Eomarginifera ?, Armklappe
- Linoproductus cf. sinensis (TSCHERNYSCHEW)
- Linoproductus cf. tenuistriatus (VERNEUIL)
- Linoproductus sp.
- Productus cf. concinnus J. SOWERBY
- Productus sp.

b) Östlich oberhalb A. Plátanos, barometr. Höhe 680 m (Probe 271/5):
- Linoproductus cf. sinensis (TSCHERNYSCHEW)

c) Nordwestlich A. Geórgios Sykoúsis, Höhe Skagiá, zwischen den Kapellen A. Joánnis und A. Viktóres (Probe 254/3):
- Dictyoclostus sp.

d) Westlich A. Geórgios Sykoúsis, Achlantropí (A. Isídoros), ca. 300 m nordwestl. Ölmühle und an einigen Punkten im W des Höhenzuges (Proben 255/3, 261/4, 501, 550):

Productiden:
- Cancrinella cf. cancriniformis (TSCHERNYSCHEW)
- Cancrinella sp.
- Dictyoclostus sp.
- Echinoconchus ? fasciatus (KUTORGA)
- Eomarginifera cf. timanica (TSCHERNYSCHEW)
- Eomarginifera sp.
- Linoproductus cf. sinensis (TSCHERNYSCHEW)
- Plicatifera ? sp.
- Productus concinnus J. SOWERBY
- Productus cf. concinnus J. SOWERBY
- Productus ? tuberculatus MÖLLER
- Productus sp.

Weitere Brachiopoden:
- Rhynchonelliden
- Rugosochonetes cf. laguessiana (de KONINCK)
- Spirifer sp. sensu lato

Bryozoen
Crinoiden
Scaphopoden
- Prodentalium ? sp.

Lamellibranchiaten
Gastropoden

e) Strongiló Tráchonas, nordwestlich A. Geórgios Sykoúsis
Bryozoen
Korallen
Crinoiden

Diese Faunen stammen alle aus dem mittleren und höheren Bereich des Kalkes. Die Brachiopoden scheinen in Fossil-Nestern angehäuft zu sein. Sie sind am besten aus den körneligen Partien zu gewinnen.

Die Bestimmung der Productiden, die leider mangelhaft erhalten sind, verdanke ich Herrn Dr. H. B r u n t o n , London. Über das Alter der Fauna teilte er folgendes mit: "The faunas from localities 250, 254, 255, 261, 271, 501, 527 and 550 have elements in common with the fauna described by TSCHERNYSCHEW (1902) as being from the Upper Carboniferous of the Urals and Timan. However, the strata described by TSCHERNYSCHEW are now commonly thought to be of Lr. Permian age rather than Westphalian and Stephanian...."

"Certainly the Cancrinella and Linoproductus species indicate a Lower Permian age, but the small Eomarginiferas and Productus sp. are not usually found above the Westphalian. None of the specimens is yet known to be particularly diagnostic."

Mikrofossilien:

Im Dünnschliff erwiesen sich besonders die höheren, Brachiopodenführenden Kalke als sehr reich an Mikrofossilien.
Hiervon wurden drei Proben untersucht:

a) Probe 213/4: Nordwestlich A. Geórgios Sykoúsis, Strongiló Tráchonas, südlich unterhalb des Gipfels.
b) Probe 255/2: Westlich A. Geórgios Sykoúsis, N-Hang des Achlantropí.
c) Probe 550/a: Nordwestlich gegenüber Ölmühle von Sykoúsis, Karterós-Tal, ca. 3 m unter der obersten Kalkbank.

Foraminiferen:

(Die Bestimmung verdanke ich Herrn Prof. B. M a m e t , Montreal)

Calcisphaera
Diplosphaerina
Hemigordius sp.

Parathurammina

Tuberitina = Eotuberitina
Apterinella
Trepeilopsis — charakteristisch für
Ammovertella — Oberkarbon-Perm
Tolypammina
"Palaeonubecularia"

Palaeotextulariidae:
Palaeotextularia der Gruppe P. consobrina
Climacammina der Gruppen
C. antiqua und
C. elegans
Deckerellina

Bradyinidae:
Bradyina concina - Gruppe
Bradyina nautiliformis - Gruppe

Endothyridae:
Endothyra bowmani - Gruppe
Endothyra irinae — spätes Namur - Westfal
Endothyranella

Biseriamminidae (selten):
Globivalvulina

Archaediscus der Gruppen — die letzten dieser
A. incertus — weltweit verbreiteten
A. gregorii — Spät-Namur-Formen
A. postrugosus — wurden im Mittel-
Asteroarchaediscus (darunter — bis Oberwestfal
A. baschkiricus) — gefunden.
Tetrataxis
Cornuspira turbulenta
"Lipinella" — sehr selten
Haplophragmina

Lasiodiscidae:
Eolasiodiscus (E. donbassicus) — weltweit verbreitet, charakteristisch f. Unter-Moskovien, etwa Westfal C.
Monotaxinoides (der M. gracilis - Gruppe)
Turrispiroides sp.

Fusulinacea (sehr selten, ziemlich primitiv):
Vergesellschaftung von:
Ozawainella sp.
Eostaffella = Paramillerella
Pseudostaffella
Pseudoendothyra
sterben an der Basis des Stefan aus.

Als Folgerung schreibt Prof. B. MAMET: "The 3 samples exhibit rather similar assemblages. There is unfortunately a predominant "little Forams" fauna and many unsuitable fixed forms. Stratigraphic indicators such as Lasiodiscidae and Fusulinids are scarce and the limited amount of observation (only 30 forms for those useful markers) is not suitable for precise zonation. The fauna is not complete and one shouldn't be surprised to find Fusulinella or Profusulinella in future investigations.

However, in spite of the fact that "little Forams" evolve less rapidly they give reliable, world-wide markers for rough zonation. They suggest a Middle or Upper Westphalian age, most probable a Westphalian C. I t definitely excludes Upper Stephanian and Lower Permian."

Weitere Mikrofossilien konnten mit Hilfe der Säureaufbereitung gewonnen werden. An erster Stelle sind Conodonten zu nennen, deren Vorkommen auf die bituminösen unteren Lagen und die obersten Kalkbänke beschränkt zu sein scheint. Im mittleren Bereich des Profiles wurden keine Conodonten gefunden.

Die Conodonten-Faunen des unteren Abschnittes sind reich an Gewölbetypen. Sie enthalten Formen mit großen Variationsbreiten, innerhalb derer sich einige bereits bekannte Formarten bewegen. Da die paläontologische Bearbeitung dieses Materials separat erfolgen soll, werden vorerst zur Charakterisierung der Fauna die bereits bekannten Namen verwendet.

Unterer Bereich des Kalkes:

a) Nordwestlich A. Geórgios Sykoúsis, nordwestl. oberhalb Kapelle A. Viktóres:
Mittelgrauer bis bräunlicher, bituminöser Kalk mit Hornsteinknauern. (Probe 467):
Fossilien:
Conodonten:
Gnathodus cf. noduliferus (ELLISON & GRAVES)
Gnathodus cf. opimus IGO & KOIKE
Gnathodus cf. roundyi GUNNEL
Gnathodus wapanuckensis (HARLTON)

Idiognathoides cf. convexus (ELLISON & GRAVES)
Idiognathoides ouachitensis (HARLTON)
Hindeodella sp.
Ozarkodina delicatula (STAUFFER & PLUMMER)
Subbryanthodus sp.
Synprioniodina sp.
Radiolarien-Skelette
Schwammnadeln
Ostracoden
Fischzähne (Cladoselachier)

Datierung: unteres Westfal.

b) Nordwestlich A. Geórgios Sykoúsis, südöstlich oberhalb Kapelle A. Viktóres:
Mittelbrauner, sehr fein geschichteter (mm),
stark bituminöser Kalk. (Probe 209/3b):
Fossilien:
Conodonten:
Gnathodus cf. noduliferus (ELLISON & GRAVES)
Idiognathoides sp., aff. ouachitensis (HARLTON)
Streptognathodus ex aff. elongatus GUNNEL
Hindeodella sp.

Datierung: unteres Westfal.

c) Nordwestlich A. Geórgios Sykoúsis, ca. 400 m nordwestlich Kapelle A. Joánnis, an der Wasserleitung:
Unruhig feingeschichteter, mittel- bis dunkelbrauner Kalk,
stark bituminös (Probe 271/6):
Fossilien:
Gnathodus noduliferus (ELLISON & GRAVES)

Datierung: unteres Westfal.

d) Südöstlich oberhalb A. Plátanos, ca. 3 m über der feingeschichteten Lage:
Mittel- bis dunkelbraungrauer Kalk, stark bituminös,
feinspätig (Probe 415):
Fossilien:
Conodonten:
Gnathodus noduliferus (ELLISON & GRAVES)
Idiognathoides cf. ouachitensis (HARLTON)
Hindeodella sp.
Fischzähnchen

Datierung: Oberkarbon.

Oberste Kalkbänke:

a) A. Geórgios Sykoúsis, nordwestlich gegenüber der Ölmühle im Karterós-Tal:
Hellbräunlicher bis grauer, mit grünlichen Schlieren durchzogener sandiger Kalk, mit einzelnen cm-großen Quarzgeröllen. Übergang zu grünen Sandsteinen (Probe 282/5):
Fossilien:
Conodonten:
Gnathodus sp., aff. wapanuckensis (HARLTON)
Hadrodontina? sp.
Hibbardella sp.
Hindeodella sp.
Ligonodina? sp.
Lonchodina sp.
Ozarkodina sp.
Spathognathodus sp.
Fischschuppen
Fischzähnchen

Datierung: Oberkarbon

b) A. Geórgios Sykoúsis, nordwestlich gegenüber Ölmühle, Karterós-Tal:
Feinflaseriger, hellbräunlicher auch grünlicher Kalk, feinsandig, mergelig (Probe 550 b, 2 Bänke über 550 a):
Fossilien:
Conodonten:
Gnathodus cf. noduliferus (ELLISON & GRAVES)
Hadrodontina? sp.
Zahnreihen-Typen
Fischzähne, -schuppen

Datierung: Oberkarbon

Stellung im Profil fraglich:

Südöstlich A. Geórgios Sykoúsis, östlich unterhalb Str. Sykoúsis-Tholopotámi (Höhe 360 m), südöstlich des Wäldchens:
Tektonisch isoliertes Vorkommen von dickbankigen, mittelgrauen, stark bituminösen Kalken mit Hornsteinknauern und -lagen (Probe 566):
Fossilien:
Conodonten:
Gnathodus cf. noduliferus (ELLISON & GRAVES)
Gnathodus wapanuckensis (HARLTON)

Gnathodus n. sp., aff. sicilianus BENDER & STOPPEL
Crinoiden
Korallen
Lamellibranchiaten
Fischzähnchen und -schuppen

Datierung: unteres Westfal.

Aus dem feingeschichteten Horizont mit den Proben 209/3b und 271/6 sind von BENDER & STOPPEL 1965 bereits einige Conodonten beschrieben worden. Von den Gewölbetypen wurde Streptognathodus sulcoplicatus YOUNGQUIST, HAWLEY & MILLER bestimmt und der Kalk danach als "Perm ? " eingestuft.
Meines Erachtens zeigen die entsprechenden Formen aber eher Beziehungen zu Gnathodus noduliferus (ELLISON & GRAVES), der aus dem tieferen Westfal bekannt ist.

Die Conodonten, besonders die der Probe 467, sind am ehesten vergleichbar mit oberkarbonischen Anteilen der von ELLISON & GRAVES 1941 aus dem "Dimple limestone" von Texas beschriebenen (Misch-)Fauna und mit einigen von IGO & KOIKE 1965 aus dem frühen Pennsylvanian (Omi Limestone, Akiyoshi Limestone) Japans beschriebenen Formen.

Nach den bisherigen Kenntnissen ist der Helle Oberkarbon-Kalk auch durch die Conodonten in das Oberkarbon, etwa in das untere Westfal, einzustufen. Dieses Ergebnis steht also in recht gutem Einklang mit der Einstufung der Foraminiferen-Faunen durch Prof. B. M a m e t .

Bisher haben wir die Fazies des Flaser- und Plattenkalkes stillschweigend mit dem massigen Brachiopodenkalk als Hellen Oberkarbon-Kalk vereinigt. Dieses soll näher begründet werden:

Obgleich bei beiden Kalken der Kontakt zum Liegenden tektonisch bedingt ist, fällt auf, daß gerade die unteren Abschnitte sich in vielem ähneln (hoher Bitumen-Gehalt, oft Hornstein-Führung).

Ein horizontaler Übergang von gebankten in massige Kalke auf wenige Zehner Meter ist am N-Hang des Dragatómiti zu beobachten (s. Abb. 15, Profile V u. VI).

Als fazielle Übergänge zwischen den beiden Fazies-Extremen kann man auch die massigeren, leicht bituminösen Lagen in dem als plattige Kalke ausgeschiedenen Bereich zwischen A. Geórgios Sykoúsis und der Kapelle A. Thomás auffassen. Auch im Gebiet

südwestlich Tholopotámi scheinen solche Übergänge zu liegen.

An verschiedenen Stellen treten flaserige Kalke auch im untersten Abschnitt des massigen Kalkes auf (Agii Viktóres, südöstlich A. Joannis Sykoúsis, südlich Sagiakómiti). Lokal mag es sich hier um tektonische Flaserung handeln, doch zeigt in den meisten Fällen die Mikrofazies die Zugehörigkeit zu den Flaser- und Plattenkalken an. Einerseits könnte der flaserige Kalk als das unmittelbar Liegende des massigen Kalkes aufgefaßt werden; andererseits aber könnte sich ein zunächst ± einheitlicher Sedimentationsraum später differenziert und zu der getrennten Entwicklung geführt haben. Letzteres wird besonders unterstützt dadurch, daß beide Faziestypen von demselben grünen Sandstein mit denselben sandigen Kalken im unteren Teil als normales Hangendes abgelöst werden.

Grüne Sandsteine

Über dem Hellen Oberkarbon-Kalk folgen mürbe grüne Sandsteine, die den Kalk ziemlich über seine ganze N-S-Erstreckung begleiten. Sie treten morphologisch kaum in Erscheinung und sind meistens schlecht aufgeschlossen. Nur im Tal von Jerodió und im SW von Tholopotámi streichen sie in etwas breiterem Streifen aus. Dazwischen sind sie oft nur durch ihren Schutt zu verfolgen. Ein Profil läßt sich daher nur aus Einzelbeobachtungen zusammensetzen.

Gesteine:

Der Übergang vom massigen Brachiopoden-Kalk in die Sandsteinfazies ist bei der Ölmühle nahe A. Geórgios Sykoúsis im Karterós-Tal aufgeschlossen (vgl. auch S. 97 ; Abb. 15, Profil IX; Abb. 20, Profil IV).

Man erkennt eine deutliche Auflagerung mit faziellem Übergang in den obersten 2-3 Bänken des hellen Kalkes.

Darüber folgt ein ca. 3-5 m mächtiger sandig-kalkiger unterer Abschnitt des Grünen Sandsteins: graugrüne sandig-kalkige Schiefer, sandige Mergel und feine Sandsteinlagen wechsellagern mit dm-gebankten mittelgrauen, grünen und braunroten Kalken. Die Kalke sind stark sandig und oft reich an Glimmer und Chlorit. EinigeBänke enthalten Schillagen mit schönen Geopetalgefügen.

Aufschlüsse in diesem Horizont finden sich (siehe auch Fossil-Fundpunkte) an mehreren Stellen im Tal von Jerodió (Abb. 17),

südlich des Sagiakómiti im Bachbett und ca. 100 m nordwestlich Kapelle A. Thomás, am Pfad.

Die kalkigen Basisschichten werden nach oben abgelöst von meist schlecht gebankten mürben glimmerreichen Sandsteinen, die im frischen Bruch kräftig grün gefärbt sind, aber meist blaßgrün anwittern. Das Gros der Sandsteine ist fein- bis mittelkörnig. Gröbere konglomeratische Lagen sind selten. Die größte aufgeschlossene Mächtigkeit liegt im Tal von Jerodió. Sie dürfte mindestens 30 m betragen.

Herrn Dr. B i r k e, Marburg, verdanke ich eine röntgenographische Analyse einer Sandstein-Probe. Folgende Mineralien konnte er in dem Sandstein nachweisen: Quarz, Muskovit, Illit, Chlorit, Kalzit und Feldspat (An 50-70).

Auf den Gehalt an Chlorit, der z. T. sehr fein verteilt auftritt, ist die Grünfärbung des Gesteins zurückzuführen. Glaukonit wurde nicht nachgewiesen.

Dem Mineralbestand nach könnte man als Sediment-Lieferanten ein Abtragungsgebiet mit metamorphen Gesteinen der Grünschiefer-Fazies oder, was näher liegt, mit Grauwacken und Schiefern (Quarz, Illit) in Betracht ziehen, in denen chloritisierte Vulkanite (Chlorit, Feldspat) auftreten. Man könnte an Grauwacken denken, wie sie in N-Chios sehr weit verbreitet sind. Im Kampiá-Tal und westlich davon treten darin mächtige Laven und stark chloritisierte Tuffe auf, die von MARAVELAKIS (1915, 1916) und KTENAS (1921) für Diabas, bzw. Keratophyr gehalten wurden. PAECKELMANN (1939) erwähnte ebenfalls diabasische Tuffite, daneben Plagioklas-reichen Porphyrit aus dem Kampiá-Tal. Weitere Vorkommen solcher Gesteine wurden von ROTH (1968) und HERGET (1968) beschrieben.

Auf jeden Fall kann das Liefer-Gebiet nicht allzu weit von dem Sedimentationsraum entfernt gelegen haben, denn die Chlorite vertragen im allgemeinen keinen sehr weiten Transport.

Von den Grauwacken sind die Grünen Sandsteine zu unterscheiden durch ihre Homogenität (makroskopisch) im Materialbestand, durch den Mangel an Tonschieferlagen und vor allem durch die grüne Färbung. Findet man außerdem Kalke, ist eine Verwechslung kaum möglich.

Die Fossilführung in den Sandsteinen selbst scheint sich auf einige Lagen mit unbestimmbarem Pflanzen-Häcksel und gelegentlich auftretende Lebensspuren zu beschränken.

In dem unteren kalkigen Abschnitt dagegen sind vor allem Muscheln und Schnecken häufig, meistens aber mangelhaft erhalten:

a) Im Tal von Jerodió fanden sich im Schutt ca. 500 m südlich der Kapelle Agios Joánnis dünnbankige graugrüne Kalke mit für dieses Gestein typischen ± gradlinig verlaufenden Wurmröhren (?), daneben mit zahlreichen Muscheln, darunter Pseudomonotis sp. (Probe 151/7 und 8).

b) Etwa 80 m südwestlich Kapelle A. Joánnis, Jerodió: Im Bach, der hier nach W umbiegt, findet sich ein kleines Profil durch das gefaltete und gestörte Jungpaläozoikum (Abb. 17): über flaserigem Hellem Oberkarbon-Kalk (1) folgen inversliegend (Schliff 148/2a) aber in gleicher Weise nach E einfallend grünliche und graue glimmerreiche sandige Mergel mit einzelnen Bänken fester grauer, grünlicher und braunroter sandiger Kalke (2), die eine kleine Fauna geliefert haben:
   Lamellibranchiaten, darunter
      Pseudomonotis sp.
      sehr kleine Pteriidae
   Gastropoden
   Fischzähnchen und -schuppen
   Conodonten (Probe 148/2b)
      Spathognathodus n. sp., aff. triangularis BENDER
      Zahnreihen-Bruchstücke

Über diesem Horizont folgen erneut flaseriger und dünnbankiger Oberkarbon-Kalk (3) und grüne Sandsteine (4) mit sandigen Kalken.

c) Jerodió, ca. 900 m südlich Kapelle Agios Joánnis, im Bachriß (Baumgruppe) östlich unterhalb Dragatómiti: dm-gebankte sandige grüngraue und rotbraune Kalke;
   normale Lagerung (Probe 404):
      Gastropoden
      Lamellibranchiaten
      Conodonten-Bruchstücke

d) Südlich unterhalb Sagiakómiti im Bachbett: ± senkrecht stehende Wechsellagerung von grünen feinsandigen Schiefern, glimmerreichen Sandsteinen und grüngrauen, auch rotbraunen sandigen Kalken (Probe 457):
   Gastropoden-Steinkerne
   Lamellibranchiaten
      Pteriidae
         Pseudomonotis sp.
         Pteria sp.
   Conodonten-Bruchstücke

Zum Alter der Grünen Sandsteine läßt sich von der Fauna her leider wenig sagen. Die Muscheln und Schnecken sind spezifisch nicht zu bestimmen und für eine Datierung zu untypisch.

Unter den Conodonten zeigt Spathognathodus Beziehungen zu Formen (Spathognathodus triangularis BENDER), wie sie H. BENDER (1967 b) aus dem Oberskyth von Chios beschrieben hat, deren stratigraphische Verbreitung allerdings unterhalb des Oberskyth noch nicht bekannt ist.

Faziell ähnelt der untere kalkige Abschnitt mit den Wurmröhren und zahlreichen Pseudomonotis-Formen verhältnismäßig jüngeren Gesteinen, permoskythischen Kalken (Basale Bankkalke) aus anderen Bereichen der Insel. Jedoch widerspricht der schmale fazielle Übergang an der Oberkante des Hellen Oberkarbon-Kalkes, in dem noch oberkarbonische Conodonten auftreten, einem größeren Hiatus, so daß ein j u n g p a l ä o z o i s c h e s A l t e r für die Grünen Sandsteine sehr wahrscheinlich ist.

Fossil-belegtes Perm, wie es aus der Allochthonen Einheit von N-Chios (BESENECKER et al. 1968) bekannt ist, wurde in Mittel-Chios nicht gefunden.

Der Vollständigkeit halber sind noch einige kleine Vorkommen von Gesteinen zu erwähnen, die dem allochthonen Jungpaläozoikum petrographisch ähneln, deren zeitliche Einstufung aber ebenso offenbleiben muß wie ihre Zugehörigkeit zu Allochthon oder Autochthon. Diese Vorkommen liegen östlich des Kalkplateau-Randes auf der autochthonen Grauwackenserie:
a) Südwestlich Daphnónas, im Tal westlich der Kapelle A. Konstantínos: In weitgehend von Schutt bedecktem Gebiet finden sich kleine Aufschlüsse von dünnbankigen hellgrauen bis bräunlichen Kalken, gefältelt, den Flaser- und Plattenkalken vom Agios Márkos sehr ähnlich. An einigen Stellen treten auch, meist nur im Schutt, grüne Sandsteine auf.

b) An der Straße von Zyphiá nach A. Geórgios Sykoúsis, südwestlich der Ruine des Genuesen-Hauses (Plagiá): Unter einer mächtigen Hangschutt-Brekzie stehen, als steile Wand aufgeschlossen, gefältelte, dünnbankige bräunlichgraue Kalke an. Vielleicht handelt es sich um einen riesigen Block innerhalb der Brekzie, der vom Ost-Hang des Kakí Ráchi abgeglitten ist.

In der älteren Literatur wird über das hier beschriebene Jungpaläozoikum nichts gesagt. Das ist auch nicht weiter verwunder-

lich: Liegen doch die Hellen Oberkarbon-Kalke in unmittelbarer Umgebung von ebenfalls hellen und ± gebankten Kalken der Obertrias (Megalodonten) und des Jura, so daß sie bei einer bloßen Übersichtsbegehung leicht übersehen werden. KTENAS hat das Gebiet in seiner geologischen Karte (1:100 000) zur "Mittel- und Ober-Trias" gerechnet.

TRIAS

Zeugnisse aus der Trias fehlen in der Allochthonen Einheit von Mittel-Chios. Da den nächstjüngeren Bildungen, dem Lias, keine wesentliche Faltung vorangegangen zu sein scheint, wird vermutet, daß die Schichtlücke weitgehend schon primär bestanden hat. In der Allochthonen Einheit von ganz Chios (BESENECKER et al. 1968) sind nur aus NE-Chios lokale Reste von Gesteinen des Anis und Karn bekannt geworden. Eine vergleichbar lückenhafte Entwicklung dieser Zeit kennt man aus NW-Anatolien (BRINKMANN 1968:"Nordanatolische Schwelle").

LIAS

Das dem allochthonen Jungpaläozoikum auflagernde Mesozoikum, ein Komplex von mächtigen Kalken und Dolomiten, nimmt folgende Gebiete ein: Die westlichen Teile des Myrmí, den Kakí Ráchi und Makrí Tráchanos (nordwestlich A. Geórgios Sykoúsis), Agios Geórgios Sykoúsis und die Höhe (534 m) südlich des Ortes. Ferner den Prophet Ilias (Tholopotámi) und seine nördlichen Ausläufer.

Zwischen die Grünen Sandsteine des Jungpaläozoikums und die sich darüber erhebenden Kalk- und Dolomitmassen schalten sich im südlichsten Gebietsteil zunächst konglomeratische Sandsteine.

Diese werden höchstens 2 m mächtig und treten nur in sehr kleinen Aufschlüssen zu Tage (z.B. 600 m nordöstlich der Kapelle A.Christós, nordwestlich Tholopotámi und 300 m südsüdöstlich Kapelle Evangelístria, südwestlich Tholopotámi).

Es sind dickbankige, z.T. geröllführende Sandsteine von mittlerer bis grober Körnung. Die Gerölle können sich zu feinen Konglomerat-Lagen anreichern. Die Kornrundung der Sandsteinkomponenten ist unvollkommen, die einzelner Gerölle besser.

Die Färbung ist blaßrot bis rötlichbraun und läßt an Teile des hessischen Buntsandsteins erinnern.

Der Unterschied zu den Jüngeren Sandsteinen und Quarzkonglomeraten, der aber bei stärkerer Beanspruchung fortfällt, liegt in der mehr rötlichen Farbe und der weniger intensiven kieseligen Verkittung des Materiales. Es ist aber möglich, daß diese beiden Horizonte zeitlich und in ihren Bildungsbedingungen einander entsprechen.

Über den konglomeratischen Sandsteinen folgen mächtige Kalke und Dolomite. Ihre Untergrenze ist meistens dolomitisch, kavernös, häufig bunt verfärbt und gelegentlich brekziös. Die Auflagerung auf die Sandsteine ist fast überall durch Schutt verdeckt.

Die Karbonatfolge beginnt mit grobgebankten und massigen z. T. feinschichtigen Dolomiten von hellgrauer bis rosa Färbung. Darüber folgen am Myrmí massige hellgraue und beigefarbene Kalke mit spätigen Muschelquerschnitten.

Am Kakí Ráchi schließen sich an die Dolomite 80 bis 100 m hellbräunliche Kalke mit feinen Muschel- und Schnecken-Querschnitten an. Feinschichtung tritt ebenfalls gelegentlich auf.

In einer hell sandfarbenen Bank (Probe 456) wurden folgende Algen gefunden (det. H e r a k):

Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Palaeodasycladus-ähnliche Reste

Datierung: Lias (oder jünger?).

Hierüber folgen ca. 200 m massige, feindetritische hellgraue Kalke. Den Gipfel und den östlichen Hang bauen dickgebankte vorwiegend bräunliche Kalke auf mit lagenweise häufigen Muschel- und Schnecken-Schalen. Sehr charakteristisch sind Schill-Lagen, die ganz aus flachen, parallel aufeinanderliegenden (Muschel-?) Schalen bestehen. Die Anschnitte einzelner Schalen werden bis dm-groß.

Am S-Hang des Makrí Tráchonas, an der Straße A. Geórgios Sykoúsis - Lithí, fanden sich, ca. 300 m nordwestlich der Kirche A. Konstantínos, in hellen Kalken mit Schalen-Detritus (Probe 314, det. H e r a k):

Dasycladaceae
Palaeodasycladus barrabei LEBOUCHÉ & LEMOINE
Palaeodasycladus cf. mediterraneus (PIA)

Datierung: Lias

Die Gesamtmächtigkeit dieser Folge beträgt über 300 m.

In der südlichen Verlängerung des Kalkzuges von A. Geórgios Sykoúsis stehen nördlich oberhalb der Kapelle Evangelístria hellbraune feindetritische Kalke an mit lagenweise angehäuften Schnecken- und Muschel-Schalen.

In Dünnschliffen dieser Kalke (Proben 427, 561, det. H e r a k) fanden sich:

Algae
Dasycladaceae
Rhodophyta
Thaumatoporella sp.

Foraminifera
Ammobaculites sp.
Textulariidae

Incertae sedis
Favreina prussensis (PERÉJAS)
Favreina sp.

Datierung: Jura

Der Prophet Ilias (Tholopotámi) erschließt ein nach E einfallendes Profil, das am W-Hang mit ziemlich mächtigen dickbankigen harten Dolomiten beginnt.

Von dicht unterhalb des Gipfels an herrschen, nach E hin, dickbankige Kalke mit nur gelegentlich dolomitischen Lagen vor. Die Farben der Kalke sind meist hellgrau und sahnig hellbraun. Daneben treten rötliche Lagen auf.

Ca. 500 m nordwestlich Tholopotámi sind Konglomerate mit bis kopfgroßen Komponenten aus schlecht gerundeten hellen Kalken mit größeren spätigen Muscheln eingelagert. Das Bindemittel ist violettrot kalkig-mergelig.

Bestimmbare Fossilien wurden in diesem Gebiet nicht gefunden, doch gehört vermutlich auch diese Folge, die die nördlichen Ausläufer des Prophet Ilias bis westlich Vavýloi (Panagía Krína) aufbaut, dem Jura an.

Die äußerst ungünstigen Aufschlußverhältnisse an den Grenzen Grüne Sandsteine/rötliche Sandsteine/Jura-Dolomite gestalten eine Deutung der Lagerung sehr schwierig.

Die Annahme einer tektonischen Überlagerung ist nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen, zumal die Grenze Sandstein/Kalk sozusagen prädestiniert ist für disharmonische, aber auch

für weiterreichende tektonische Bewegungen (die Jurakalke stehen westlich Tholopotámi sogar senkrecht auf den Grünen Sandsteinen).

Die Beobachtungen, daß
1. Gesteine, älter als Lias, über dem Jungpaläozoikum nicht erscheinen und
2. die rötlichen Sandsteine hauptsächlich dort zu finden sind, wo die Lagerungsverhältnisse halbwegs normal zu sein scheinen,

veranlassen dazu, in den rötlichen Sandsteinen die Basis einer liassischen Transgression zu vermuten.

> Transgredierender Lias ist aus Nordanatolien bekannt, aus dem Gebiet zwischen der Linie Eskişehir - Ankara - Kelkit und der Küste des Schwarzen Meeres (BREMER, H. 1964).

Die Abtrennung dieser jurassischen Gesteine von dem übrigen Kalkplateau erfolgte auf Grund der Lagerungsverhältnisse und der stratigraphischen Stellung. Der Petrographie nach ist diese Unterscheidung nicht immer durchführbar (z.B. am Myrmí).

Beziehungen

Das Allochthon von Mittel-Chios fügt sich in Schichtfolge, Fazies und Fauna in das Gesamtbild einer ursprünglich wahrscheinlich über ganz Chios hinweggeglittenen Decke. Die Gegenüberstellung einiger Profile (BESENECKER et al. 1968, Abb. 8) macht dieses deutlich. Besonders gute Vergleichsmöglichkeiten bieten sich mit dem Allochthon von NE-Chios und da vor allem mit dem Oberkarbon.

Ob die Grünen Sandsteine von Mittel-Chios den unterpermischen Bildungen von NE-Chios entsprechen, läßt sich nicht sicher belegen. Fazielle Anklänge, die sich auch gut in die von N nach S immer unvollständiger werdende Schichtfolge fügen, sind vorhanden: Im äußersten NE von Chios dominieren fossilreiche Kalke, besonders Fusulinen-Kalke, in einer Kalk/Sandstein-Wechselfolge. Nach S zu weichen die Karbonat-Gesteine zugunsten der klastischen Anteile. In Mittel-Chios sind Kalke nur noch ganz untergeordnet zu finden. Parallel hierzu keilen bereits innerhalb des Gebietes von NE-Chios die oberpermischen Gesteine von N nach S aus.

Über Chios hinaus finden sich die nächsten mit dem Allochthon vergleichbaren Gesteine in NW-Anatolien. Marines Jungpaläozoikum

mit Fusulinen-Kalken ist besonders in dem Streifen Bursa - Balikesir - Bergama - Zeytindag verbreitet. Diese Vorkommen liegen zugleich im Bereich der Nordanatolischen Schwelle (BRINKMANN 1968, Abb. 2), die in mesozoischer Zeit erst wieder in der Obertrias bzw. im Jura überflutet wurde. In der Verlängerung dieses Gebietes nach W, vielleicht zwischen Lesbos und Chios (BESENECKER et al. 1968), könnte der Ursprung der Allochthonen Einheit zu suchen sein.

Neogen und Quartär

NEOGEN

Da die neogenen Sedimente zur Zeit separat durch H. BESENECKER bearbeitet werden - ein vorläufiger Bericht wurde in BESENECKER et al. 1968 gegeben - sollen hier nur einige bei der Kartierung gemachten Beobachtungen zur Basis des Neogens vermerkt werden.

Die Neogen-Ablagerungen bilden im NE einen schmalen Streifen entlang der E-Küste, der sich südlich um den Korakáris herum stark verbreitert und bis an den Kalkrand nach W ausdehnt. Weitere Vorkommen liegen an der W-Küste zwischen der Halbinsel Kastélla und der Bucht von Lithí und im Tal von Lithí.

Die erste eingehendere Bearbeitung des Neogens von Chios erfolgte durch F. TELLER (1880). Er unterschied im wesentlichen zwei Abschnitte:

Pont	mergelig-kalkiger Komplex (Süßwasserkalke) mit Planorbiden und Lymnaeen
Sarmat	sandig-mergeliger Komplex mit Pflanzenresten (limnisch-fluviatil)

Später folgten zwei Arbeiten von J. PARASKEVAIDIS (1940, 1955) über Säugetier- und Schildkrötenreste aus dem unteren Abschnitt, die die Einstufung der Fundschichten in das Sarmat bestätigten.

Von BESENECKER et al. 1968 wurde die Serie im großen und ganzen in drei Abschnitte gegliedert. Der allergrößte Teil der

Neogen-Ablagerungen soll im Miozän entstanden sein.

Im E beginnt die jungtertiäre Schichtfolge mit Konglomeraten oder Brekzien, deren Komponenten in der Regel dem unmittelbar aufgearbeiteten Untergrund entstammen:

1) Nördlich Chios, Umgebung der Kapelle A. Mathäos:

Untergrund: Weitgehend eingeebnete Grauwacken und hellbraune Sandsteine, in deren Klüfte dunkelrotes toniges Material mehrere Meter tief eingeschwemmt ist. Dieses bewirkt eine intensive Rötung des obersten Abschnittes. Das rote Sediment wurde nur auf den Grauwacken beobachtet.

Neogen:
Basiskonglomerat, 1 - 20 m mächtig.
Komponenten: Sandsteine, Grauwacken, Tonschiefer, Lydite und Quarz, mittelmäßig gerundet.
Gerölle bis 1 m ∅ .

Kalke wurden nicht gefunden.

Bindemittel: Dunkel braunrot, tonig-sandig (nach TELLER eingeschwemmte miozäne terra rossa).
Hangendes: Allmählich aus den Konglomeraten hervorgehend sandige rötliche und gelbe Mergel, darüber weißliche gebankte Mergel und Mergelkalke.
Die Sandsteine vom Kap Agias Elénis (s. Nr. 3) fehlen hier.

2) Korakáris, E-Hang

Untergrund: Unregelmäßige Oberfläche aus dickbankigen verkieselten Trias-Kalken, stellenweise präsarmatisch zertalt.

Neogen:
Basis: Bis mehrere Meter mächtige Brekzien aus Kalken des Korakáris mit hellgelbem mergeligen Bindemittel.
Hangendes: Dickbankige, poröse helle Mergelkalke, auf denen auch die Stadt Chios liegt. Hierüber folgen im Bereich der Stadt (Baugrube beim Xenia-Hotel, Bella Vista) graue und grüne Sande und Tone mit hellen Mergellagen.

3) Kap Agias Elénis, Kloster A. Konstantínos

Untergrund: Teilweise durch Störungen (evtl. auch prämiozänen Alters) begrenzte Aufragungen von hornsteinführenden

dickbankigen Kalken des Ladin - Karn (Korakáris).

Neogen:

Basis: Geringmächtiges Konglomerat aus Kalken mit hellem mergeligen Bindemittel.
Hangendes: Dickbankige gelbe und ockerfarbene Sandsteine mit unregelmäßiger dunkelroter Bänderung und Fleckung.
Das Bindemittel ist teilweise kalkig.
Dieser Horizont, nach TELLER und BESENECKER et al. die ältesten Tertiär-Bildungen von Chios, soll dem Sarmat (TELLER) angehören. Die Mächtigkeit soll nach BESENECKER et al. um 150 m betragen.

4) Tholopotámi

a) Ca. 1 km nördlich des Dorfes findet sich am E-Rand der mesozoischen Kalke ein kleiner Hügel, der aus einer groben, mit gelblichem mergeligen Bindemittel verbackenen Brekzie besteht.
Die Komponenten sind: Paläozoische Grauwacken, Heller Oberkarbon-Kalk, Grüne Sandsteine und helle mesozoische Kalke. Vermutlich handelt es sich um einen Mylonit der Kalkplateaurand-Überschiebung, der im Neogen geringfügig umlagert wurde.

b) Weiter südlich scheint das Tertiär entlang einer Bruchlinie gegen Grauwacken und Mesozoikum zu stoßen.
An der Straße nördlich Tholopotámi stehen, flach nach E einfallend, gelbliche, graue und grüne sandige Mergel mit kohligen Lagen an. Darüber folgen helle Mergelkalke. Diese Gesteine sind sehr reich an Planorbiden und Lymnaeen.
Es handelt sich hier bereits um den obersten Abschnitt, die "Mergelkalk-Folge" (BESENECKER et al. 1968), die ein Obermiozän- oder Unterpliozän-Alter besitzen soll.
Die Neogen-Sedimente des östlichen Gebietes werden allgemein als Süßwasser-Ablagerungen aufgefaßt (SPRATT 1845; TELLER 1880; PARASKEVAIDIS 1940; BESENECKER et al. 1968).

Für die erwähnten basalen Konglomerate kommt weiterer Geröll-transport nicht in Frage.

Das Neogen des westlichen Gebietes unterscheidet sich von dem im E dadurch, daß die basalen Konglomerate nicht ihrer jetzigen

Unterlage entstammen, sondern einen längeren Transportweg zurückgelegt haben.

Die große Häufigkeit von Geröllen paläozoischer Sandsteine veranlaßte KTENAS, diese Vorkommen in seiner Karte (1:100 000) als Karbon auszuscheiden.

5) W-Küste, Tal von Lithí

Untergrund: Massige und dickbankige helle Kalke, z. T. mit Feinschichtung (Ladin).

Neogen:

Basiskonglomerat: Gut aufgeschlossen an der Straße südlich Lithí, ca. 10 m mächtig.
Komponenten im allgemeinen gut gerundet, bis 0,5 m ∅: Grüne Sandsteine (Paläozoikum, besonders häufig), schwarze und braune Lydite, braune glimmerreiche Sandsteine, Quarz. Ferner (seltener): Kalke (dunkelgrau, rötlich, hellgrau) und Rotkalk-Konglomerat (Anis).
Außerdem: Ungerundete Blöcke (bis 1 m ∅) von hellen Kalken der höheren Trias.
Bindemittel: Locker, mergelig-sandig.
Hangendes: Aufgeschlossen an der W-Küste zwischen der Halbinsel Kastélla und der Bucht von Lithí und im unteren Tal von Lithí: Gelbliche und grüne Sande, teilweise verfestigt, mit einzelnen Geröllagen (bis 5 cm ∅); hellgrüner Schluff und im höheren Teil gelbliche, hellbraune und grüne sandige Mergel.
Auf der W-Seite des Tales von Lithí greifen weißliche Mergel, mit teilweise gerundeten Kalkkomponenten an der Basis, auf die Kalke der höheren Trias über.

Die Konglomerate und Sande folgen einem N-S-verlaufenden, heute großenteils durch Störungen begrenzten Streifen, der bis ca. 1 km nördlich Véssa nach S verfolgt wurde.

Die Verbreitung und Art der Sedimente und die Gestalt des Untergrundes lassen vermuten, daß die groben Konglomerate an der Basis Ablagerungen eines jungtertiären Flußlaufes oder einer der Mündung eines Flusses (Größe der Gerölle!) nahegelegenen Bucht eines größeren Gewässers darstellen.

Die nicht abgerollten Blöcke von Triaskalken sind wahrscheinlich ohne längeren Transportweg von dem Ufer dieses Gewässers heruntergebrochen.
Die höher folgenden Sande und Mergel, die sich teilweise seitlich

weiter ausbreiten, sind wahrscheinlich limnische Ablagerungen wie die von E-Chios.

Der Geröll-Transport der Konglomerate könnte nach den heutigen Aufschluß-Verhältnissen von S nach N erfolgt sein: Ausgedehnte Vorkommen der charakteristischen grünen Sandsteine finden sich etwa in der südlichen Fortsetzung dieses westlichen Neogen-Streifens, in der Allochthonen Einheit von S-Chios (vgl. BESENECKER et al. 1968, Abb. 13).

Aus N-Chios (KAUFFMANN 1967; ROTH 1968) wurden vergleichbare Schotter aus vorwiegend grünen Sandsteinen beschrieben, die von KAUFFMANN einem jungtertiären von SW nach NE fließendem Fluß-System auf dem Kalkplateau zugeschrieben wurden.

Jungtertiäre Rumpffläche

In die Zeit des Miozäns, vermutlich vor der Bildung der limnisch-fluviatilen Sedimente, fiel auch die Einebnung des Kalkgebirges zu einer auffälligen Rumpffläche, in die sich das oben erwähnte Fluß-System eingetieft hat. Von den durch ältere Autoren (PHILIPPSON 1911, 1959; KTENAS 1925; PARASKEVAIDIS 1940) auf Chios genannten drei Abtragungsniveaus unterschiedlichen Alters in 80, 200 und 400 m Höhe konnten die beiden unteren in Mittel-Chios nicht beobachtet werden.

Die oberste, von PHILIPPSON (1911) am Aipos beobachtet, schließt in nordöstlicher Richtung unmittelbar an das Kalkplateau von Mittel-Chios an. Sie wurde von PARASKEVAIDIS (1940) auf Grund der Höhenlage mutmaßlich in das Obermiozän eingestuft, basierend auf den Altersangaben von KTENAS (1925) für die tieferen, in NE-Chios gelegenen Abtragungsniveaus. Diese letzteren sollten (KTENAS 1925) nach Vergleichen mit der Halbinsel Karaburun postpontisch als Terrassen angelegt worden sein. Die Gleichsetzung über die Straße von Chios hinweg wurde über eine vermeintliche Labradorit-Decke angenommen, die auf die ursprünglich zusammenhängende postpontische Fläche ausgeflossen sein sollte. In NE-Chios ist der Vulkanit allerdings, wie wir heute wissen (KAUFFMANN 1967), ein selbständiger Basalt-Schlot, so daß dieser Brückenschlag wohl hinfällig wird.

In Mittel-Chios lassen sich die im Bereich des Kalkplateaus zu beobachtenden unterschiedlich hohen Verebnungen auf tektonische Verstellungen zurückführen.

Junger Magmatismus

Am W-Hang des Strongiló Tráchonas (westl. A. Geórgios Sykoúsis) tritt ein kleiner Basaltgang zu Tage, der sich ca. 1,5 km nach N, in das Tal Dístomo (östlich Skagiá) verfolgen läßt. Morphologisch hebt er sich nicht von seiner Umgebung ab.

Das Gestein ist massig abgesondert und in unverwittertem Zustand sehr hart. Seine Färbung ist dunkel graugrün mit gelblichen Verwitterungsflecken, die sich z. T. um kleine Hohlräume gebildet haben. Stellenweise treten kleine Kalkmandeln auf.

Im Dünnschliff, (Probe 213/5), den freundlicherweise Herr Prof. Hentschel, Wiesbaden, bestimmt hat, zeigt sich ein leicht divergentes bis paralleles Gefüge von Feldspat-Leisten. Pyroxene sind reichlich vorhanden. Die Matrix ist feinstkörnig, z. T. chloritisch.

Bei der Verwitterung zerfällt der Basalt zu einer hellgrauen, gelbgefleckten weichen Masse, die ziemlich kalkhaltig sein kann.

Der kleine Gang folgt im großen und ganzen den steil gestellten Jüngeren Sandsteinen und Quarzkonglomeraten, ohne daß eine ausgeprägte tektonische Linie zu erkennen ist. Am Strongiló Tráchonas ist er bis in die Hellen Dolomite (Jura) eingedrungen (Abb. 21).

An mehreren Stellen lassen sich Kontakte zum Nebengestein beobachten:

a) Im Tal Dístomo, ca. 600 m nordöstlich der Kapelle A. Joánnis, ist massiger weißgrau bis gelblicher sahniger Kalk des Rät oder Lias kontaktmetamorph verändert. Der bis 0,5 m breite Kontaktsaum ist dunkel verfärbt, ziemlich grobspätig und zeigt im Dünnschliff (Probe 460) eine einheitliche Pflasterstruktur.

b) Am S-Hang des Strongiló Tráchonas sind die Jüngeren Sandsteine und Konglomerate in der Nähe des Basaltes gefrittet. Diese Gesteine wurden am W-Hang derselben Höhe (in der Nähe des Pfades) auch als Einschlüsse im Randbereich des Basaltes gefunden.

c) Am S-Fuß des Strongiló Tráchonas, an der Straße A. Geórgios Sykoúsis - Lithí, steckt stark zersetzter Basalt in den Hellen Dolomiten. Der Kontaktbereich ist lebhaft gefärbt.

Die teilweise sehr gute Erhaltung der Feldspäte spricht für ein sehr geringes Alter, wahrscheinlich Jungtertiär oder

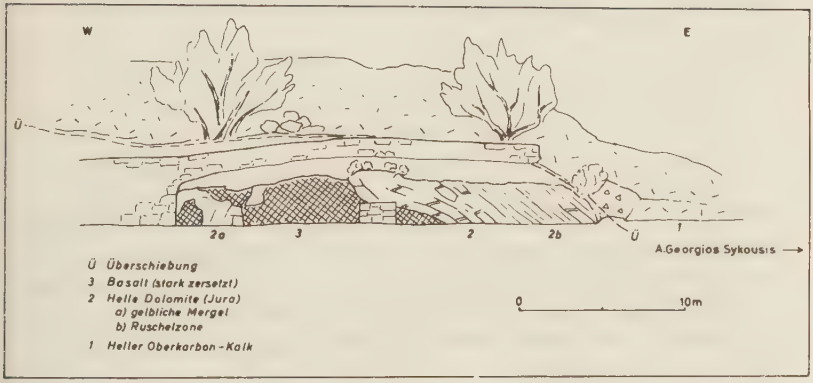


Abb. 21
Profil an der Straße A. Georgios Sykoúsis - Lithí (Ponió):
Junger Basalt im Kontakt mit Hellen Dolomiten (Jura).

Quartär. Möglicherweise steht das Aufdringen dieses Basaltes im Zusammenhang mit den von Emporiós in S-Chios erwähnten jungen Vulkaniten (KTENAS 1928), die nach BESENECKER et al. (1968) Kontakte zu den jüngsten Neogen-Ablagerungen (Obermiozän, eventuell noch Unterpliozän) zeigen.

QUARTÄR

Die Quartär-Bildungen ließen sich wie folgt untergliedern:

1) Gehängebrekzien

Die ältesten quartären Ablagerungen dürften die teilweise sehr mächtigen Gehängebrekzien sein, deren Bildung vermutlich im Pleistozän unter besonders feuchten klimatischen Verhältnissen erfolgte.

Sehr günstige Bedingungen herrschten am Rand des Kalkplateaus, dessen fest verbackener Schutt, wie einzelne Erosionsreste bezeugen, ehemals weite Teile des östlichen Vorlandes verdeckte.

Das auffälligste Vorkommen dieser Art, bei Karyés, endet mit einer mächtigen Steilstufe direkt über dem Ort. Seine ehemalige Ausdehnung reichte bis in die Gegend Eliónas.

Weitere sehr ausgedehnte Brekzienfelder bedecken die E-Hänge des Myrmí und Agrélos.

Unter den meisten dieser Gehängebrekzien treten Quellen hervor (Karyés, Daphnónas, Plagiá, Tholopotámi).

Kleinere aber ebenfalls auffällige Hangschuttbrekzien hängen über dem Tal von Elínta und über der steilen W-Küste. Bei der Halbinsel Kastélla reißen sie in etwa 40 m Höhe über dem Meer plötzlich ab.

Die Entstehung der folgenden Bildungen liegt größtenteils im Holozän:

2) Talalluvionen: Réma Arménis, Parthénis, Pótamos Kokkalás, Tal von Lithí.
Die Mündungsgebiete der beiden letztgenannten Flüsse bilden verhältnismäßig ausgedehnte Schwemmland-Ebenen mit besonders mächtigen Sediment-Anhäufungen. Die Anfüllung der übertieften Täler dürfte mit dem Meeresspiegel-Anstieg nach der Würm-Eiszeit (PFANNENSTIEL 1960) im Zusammenhang stehen.

3) Strandablagerungen

4) Terra rossa, die sich lokal angereichert in einigen Dolinen des Kalkplateaus findet. Sie mag vielleicht auch dem Pleistozän angehören.

5) Kleinere Bergstürze, z.B. südlich Agios Plátanos: Der Abriß liegt im Hellen Oberkarbon-Kalk oberhalb seiner Überschiebung auf die Hellen Dolomite.

6) Hangschutt: Als Haupt-Schuttlieferant dient wieder das Kalkplateau. Allerdings erreichen die jungen Schuttmassen bei weitem nicht die Ausdehnung der Gehängebrekzien.

II. GEOLOGISCHER BAU

Die Insel Chios wurde von den bisherigen Bearbeitern (vgl. KTENAS 1925, Abb. 5) als eine einfache, in alpidischer Zeit angelegte N-S-streichende Muldenstruktur zwischen zwei Sätteln aufgefaßt, als deren Kerne die metamorphen Gesteine von Psará im W und Oinoússai im E galten. Auf Grund seiner Lage ist das Gebiet von Mittel-Chios nicht geeignet, hierzu grundlegend Stellung zu beziehen, doch zeigen die folgenden Abschnitte, daß die alte Vorstellung wenigstens modifiziert werden muß.

Die Beschreibung des geologischen Baues von Mittel-Chios stützt sich im wesentlichen auf die Kartierung im Maßstab 1 : 30 000. Sie wird ergänzt durch tektonische Daten, deren Bilanz den Diagrammen (Tafeln 1 u. 2), der tektonischen Karte (Beilage 2), sowie den geologischen Profilen (Beilage 3) zu entnehmen ist. Auf detaillierte Gefüge-Untersuchungen mußte zu Gunsten einer allgemeinen Übersicht von vornherein verzichtet werden.
Die magnetische Mißweisung von Chios betrug in den Jahren 1962 - 1964 etwa 1^{o}, genaue Werte ließen sich nicht beschaffen. Sie wurde in den Zeichnungen vernachlässigt.
Gefügedaten werden im Text durch Richtung und Grad des Einfallens wiedergegeben. Faltenachsen, die im Gelände gemessen wurden, werden mit B, solche, aus Diagrammen ermittelt, mit ß bezeichnet.

Der heutige Gebirgsbau von Chios ist das Ergebnis mehrerer zeitlich aufeinanderfolgender gebirgsbildender Vorgänge mit

unterschiedlichen Deformations-Plänen. Die Beschreibung der Bau-Elemente, regional geordnet, folgt dem chronologischen Ablauf.

Variskische Anlagen

Der variskisch gefaltete Sockel wird innerhalb des Arbeitsgebietes von der G r a u w a c k e n - S e r i e gebildet, deren Verbreitung sich auf das östliche Mittel-Chios beschränkt. Mangels einer geeigneten Gliederung dieser Serie können über Umfang und Alter der variskischen Faltungen allein von diesem Bereich aus keine präzisen Angaben gemacht werden. Zu den Vorstellungen eines drei-phasigen Ablaufes der variskischen Orogenese (PAECKELMANN 1939) wurde kürzlich von BESENECKER et al. (1968, S. 138) Stellung genommen.

Es muß genügen, die Existenz einer variskischen Diskordanz aufzuzeigen:

Die Grauwacken-Serie zeigt eine erheblich stärkere tektonische Durchbewegung als das sie überlagernde Mesozoikum; ihr variskischer Bau wurde mehrfach überprägt.

Im Aufschluß ist eine - allerdings nicht vollständig aufgeschlossene - Diskordanz zwischen Grauwacken und Basalen Bankkalken unmittelbar westlich des Steinbruches am Parthénis, ca. 300 m westlich der Kaserne von Chios, zu beobachten (Abb. 22).

Zwischen den beiden Abfolgen klafft eine Schichtlücke, die mindestens das höhere Oberkarbon (Heller Oberkarbon-Kalk, Grüne Sandsteine) und das Perm umfassen muß (im Autochthon ist noch Namur nachgewiesen). Diese Lücke läßt also für das Alter einer oder mehrerer spätvariskischer Bewegungen reichlich Spielraum.

Diese Beobachtungen passen gut zu den Ergebnissen aus den übrigen Paläozoikum-Gebieten der Insel (BESENECKER et al. 1968).

> Nach R. BRINKMANN 1966 gehört Chios in die südliche Randzone des variskischen Gebirges in Westanatolien. Unweit östlich Chios, im Raum Izmir und südlich davon, soll es bereits keine variskische Diskordanz mehr geben.

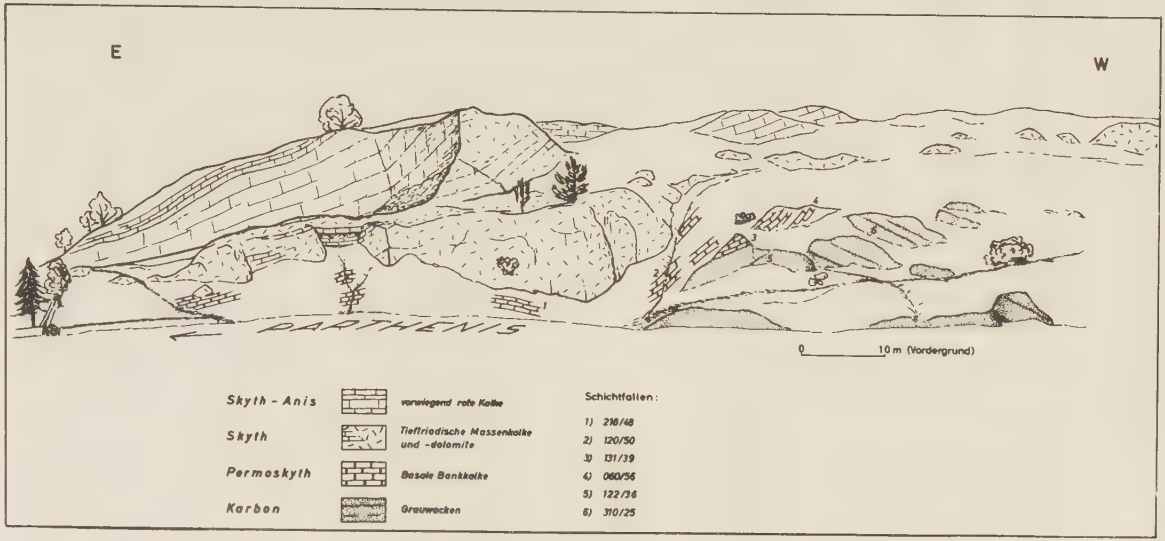


Abb. 22
Variskische Diskordanz. Aufschluß am Parthénis, ca. 300 m westl. Kaserne von Chios.

Alpidische Strukturen

Alpidische gebirgsbildende Vorgänge, die bis zu Decken-Überschiebungen führten, haben in wenigstens zwei erkennbaren Phasen die wesentlichen Strukturen geprägt. Diese seien zunächst in einer regionalen Übersicht beschrieben:

Generell werden zwei tektonische Stockwerke unterschieden:

1. Die Autochthone Einheit
2. Die Allochthone Einheit

Die Charakteristika der beiden Einheiten sind der schematischen Gegenüberstellung in Abb. 3 zu entnehmen.

In dem untersuchten Bereich läßt sich dem tektonischen Stil nach - wie auch in der Stratigraphie - ein westliches Gebiet, das Kalkplateau im weiteren Sinne, dem östlichen Kephalovoúni-Korakáris-Gebiet gegenüberstellen.

Das Kalkplateau s. l.

Unter Kalkplateau s. l. wird das gesamte westliche Hochgebiet verstanden, das vorwiegend aus mächtigen mesozoischen Karbonat-Massen aufgebaut wird. Seine Ost-Begrenzung bildet die flach nach W einfallende Plateaurand-Überschiebung, deren Verlauf der imposante Steilanstieg des westlichen Gebietes folgt (Abb. 19). Morphologisch besteht das Gelände aus zahlreichen Resten einer jungtertiären Verebnung, die später durch Brüche und Erosion zerlegt wurde.

Wie die folgende Übersicht zeigt, kann es noch weiter untergliedert werden (Beilage 2):

Das Kalkplateau s. l.
1. Das Kalkplateau s. str.
   a. Das Plateau von Avgónyma und das Lépro-Pagóvouno-Gebiet
   b. Die Hochfläche des Platýlakkos und Oros Piganiás
2. Die Kalkplateau-Randzone und die Allochthone Einheit

Die Beschreibung erfolgt gebietsweise von W, wo die Verhält-

nisse am übersichtlichsten sind, nach E, beziehungsweise innerhalb der abgesteckten Bereiche etwa von N nach S.

1. Das Kalkplateau s. str.

Der westliche und nördliche Bereich des Gebirges wird als das Kalkplateau im engeren Sinne abgegliedert. Die Anávatos-Störung bildet die Grenze zwischen den beiden Untereinheiten.

a. Das Plateau von Avgónyma und das Lépro-Pagóvouno-Gebiet

(Beilage 3, Profile 9 - 18)

Dieses Gebiet zeichnet sich durch sehr einfache tektonische Verhältnisse aus. Seine E-Grenze fällt etwa mit dem Streifen der Jüngeren Sandsteine und Quarzkonglomerate (Lias) zusammen, der sich südlich des Provatás über Néa Moní nach S bis in die Gegend westlich Tholopotámi hinzieht.

Im NW erscheint, zugleich etwa die Gebietsgrenze bildend, die flache Antikline des Elínta-Tales, deren Achse mit ca. 15° nach SW abtaucht. Im Kern der Aufsattelung treten Tieftriadische Massenkalke und rote Hallstätter Kalke zu Tage, die von der hier recht mächtigen Bunten Serie ummantelt werden.

Die darüber sich anschließenden viele hundert Meter mächtigen Dolomite und Kalke des Ladin bis Jura bauen praktisch die gesamte Fläche zwischen dem Elínta-Tal und der Gegend von Véssa auf. Petrographische Unterbrechungen bilden nur die hier und dort ausstreichenden Emersions-Horizonte.

Im N, um Avgónyma, dominiert ein von zahlreichen jungen Brüchen verschiedener Richtungen zerhackter flachwelliger Bau mit hauptsächlich S-Fallen der Kalke.

Daß auch hier mit Komplikationen zu rechnen ist, zeigt sich z.B. auf der Höhe 509, ca. 2 km nördlich Avgónyma. Dort finden sich in Terrassen-Anlagen auf mehr oder weniger steil S-fallenden Kalken und Dolomiten der Obertrias größere Mengen von plattigen roten, grünlichen und gelbbraunen mergeligen Kalken, die nirgends eindeutig anstehen. Petrographisch lassen sie sich nur in der Bunten Serie (Anis) unterbringen. Vielleicht handelt es sich um Erosionsreste einer überschobenen Falte wie sie östlich Anávatos mit Bunter Serie im Kern aufgeschlossen ist.

Eine weitere Unregelmäßigkeit brachten zwei Brunnen-Grabungen in der Senke nordöstlich Avgónyma zu Tage, wo unter Quartär-Bedeckung grünliche und gelbe Mergel und bräunliche Mergelkalke, vermutlich ebenfalls Bunte Serie, ausgehoben wurden.

Die genauere Erkenntnis der Strukturen leidet hier, wie fast überall im Kalkplateau, an den unzureichenden Gliederungs-Möglichkeiten der Karbonat-Folge.

In dem Lépro-Pagóvouno-Gebiet herrscht generelles SE-Fallen der Karbonat-Gesteine vor. Die W-Küste wird von der Elínta-Bucht bis zur Bucht von Lithí fast überall von den feingeschichteten dolomitischen Kalken des Ladin gesäumt; nach E gelangt man bis in den Lias.

Das Plateau wird westlich der Höhe mit dem Kloster Agii Patéres von einer größeren nach W einfallenden Abschiebung zerschnitten, die sich, mehrfach durch NW-SE-Störungen versetzt, nach SW bis unweit nördlich Véssa verfolgen läßt. Diese Störungs-Systeme gehören der jungen Bruchtektonik an.

b. Die Hochfläche des Platýlakkos und Oros Piganiás

(Beilage 3 , Profile 1 - 8 und 19-22)

Die Abgrenzung des zu beschreibenden Gebietes bildet im N das Tal von Kéramo Langádi (zugleich Kartiergrenze), im SW die Anávatos-Störung, die jedoch nur im nordwestlichen Abschnitt eine deutlich sichtbare Grenze ist. Im E trennt eine größere Abschiebung den Oros Piganiás von seinem östlichen Vorgipfel und im S bildet etwa der Streifen der Jüngeren Sandsteine und Quarzkonglomerate südlich des Provatás die Grenze.

Dieses Areal wird von derselben Schichtfolge - Anis bis Jura - aufgebaut wie das zuvor beschriebene, doch gibt es hinsichtlich des Baustiles einige Unterschiede.

Bessere Gliederungsmöglichkeiten in der Karbonat-Folge im NW-Teil und die damit verbundene genauere Kartierung lassen den Gegensatz besonders hervortreten.

Aus dem Gebiet der "Kamínia" nordöstlich Anávatos taucht eine mächtige Folge dickbankiger und massiger Kalke, in deren obersten Bänken Algen und Foraminiferen des Jura gefunden wurden, mit etwa 30 - 40° Einfallen nach SE ab und erreicht

auf der südlichen Talseite des Kéramo Langádi das Arbeitsgebiet (Beilage 3, Profile 2,3,7).

Diese Folge wird an einer etwa mit den Schichten nach SE einfallenden Aufschiebung durch dickbankige Obertrias-Kalke überfahren, die dem Invers-Schenkel eines nach NW überschlagenen Sattels angehören. Über den Obertrias-Kalken schließt sich eine markante Rippe aus massigem Algenkalk des Karn an, dann - ebenfalls in überkippter Lagerung (Geopetal-Gefüge) - feingeschichtete Dolomite des Ladin. Südlich oberhalb des östlichen Tal-Abschnittes des Kéramo Langádi verdoppelt sich die Algenkalk-Rippe (Schuppung ?).

Den Kern des sanft nach SW abtauchenden Sattels bildet die Bunte Serie, die sich bei der Kapelle Agia Paraskeví und direkt östlich Anávatos etwas weiter ausbreitet (Beilage 3, Profile 3,7,8). Der Hangend-Schenkel des Sattels ist erodiert.

Eine kräftige, der Störung von Anávatos parallel verlaufende Abschiebung zerschneidet östlich Anávatos die Struktur (Profile 19 - 21).

In dem schmalen Keil zwischen der Störung von Anávatos und der erwähnten Parallel-Verwerfung streicht die inversliegende Folge, mehrfach gestört, bis zu 2 km breit aus (Beilage 3, Profil 8).

Die Sattelstruktur, deren Achse etwa 220^{o} streicht, läßt sich über ca. 4,5 km von NE bis an die Störung von Anávatos verfolgen. Weiter westlich ist sie nicht mit Sicherheit bekannt.

Die Hauptrichtung der Achse kehrt in Spezialfalten im Meter- und Decameter-Bereich innerhalb der Bunten Serie, z.B. bei A. Paraskeví, und in dickbankigen Obertrias-Kalken nördlich der Kapelle A. Joánnis häufig wieder. Daneben sind jedoch auch S- und SSE-fallende Achsen ausgebildet (Beilage 2 und Tafel 1, Diagramme D 1 und D 3).

Der Zusammenhang dieser NW-vergenten Falte mit dem sich anschließenden Gebirge wird nach SE hin durch eine Reihe aus nordöstlicher Richtung heranstreichender antithetischer Störungen unkenntlich gemacht. Zwischen den Brüchen und südöstlich davon liegt die Schichtfolge jedenfalls wieder normal, und es schließt sich ein Gebiet mit ruhigerem Bau an.

Durch die antithetischen Staffelbrüche bedingt, steigt das Gelände nach SE treppenförmig zu den Höhen Platýlakkos, Kyparíssia und Kóchlias (um 900 m) auf (Beilage 3, Profile 3 und 7).

Die nordwestlichen Hänge des Platýlakkos und der Gegend

Kyparíssia werden hauptsächlich aus mehrfach sich wiederholenden Schollen von Dolomiten des Ladin, Algenkalk (Karn?) mit Emersionshorizont und gebankten Obertrias-Kalken aufgebaut. Die Algenkalk-Rippen und die darüber lagernden rotbraun anwitternden Sandsteine und Quarzkonglomerate bilden verhältnismäßig gute Leithorizonte.

Die Höhen des Platýlakkos, des Kochliás und dessen nach SE in das Tal von Arvanítissa abfallende Hänge (Profil 3) werden ganz von den über dem karnischen(?) Algenkalk lagernden Gesteinen eingenommen.

Hierunter heben sich vor allem die eine höhere Massenkalk-Stufe (Rätolias?) überlagernden Jüngeren Sandsteine und Quarzkonglomerate hervor. Ihr inkompetentes Verhalten hat besonders im Gebiet des Kochliás zu zahlreichen disharmonischen Bewegungen an den Grenzflächen geführt. Während sich ihr Liegendes starr und blockartig zerbrechend bei der Deformation verhalten hat, wurden die dickbankigen Kalke darüber (Kochliàs, Tal von Arvanítissa, Provatás) schwach gefaltet. Immerhin kam es dabei zu lokalen Schicht-Überkippungen.

Von der Höhe des Kochliás ergießen sich die Sandsteine förmlich, hangparallel nach SE einfallend, in das Tal von Arvanítissa, wo sie den ganzen Talgrund ausfüllen und mit ihrer rostbraunen Anwitterungsfarbe im scharfen Kontrast zu den hellen Karbonat-Hängen stehen.

In diesem Gebiet (Beilage 3, Profil 3) schalten sich die auf S. 79 erwähnten Fetzen von Hellen Dolomiten zwischen die Sandsteine und überlagernde Kalke. Die Kontakte sind allerdings gestört.

Dieser SE-fallende Komplex wird auf der E-Seite des Tales von Arvanítissa durch eine antithetische Abschiebung von dem Kalk-Massiv des Oros Piganiás getrennt. Die Störung fällt mit 20 - 30° W ein und besitzt nordwestlich des Oros Piganiás-Gipfels die beachtliche Sprunghöhe von wenigstens 500 m.

Dieser Betrag wird angenommen für den Fall, daß der am Gipfel des Oros Piganiás ausstreichende Emersions-Horizont dem im Tal von Arvanítissa entspricht. Wahrscheinlich handelt es sich bei dem ersteren jedoch um einen noch älteren Horizont, so daß dieser Verwurfsbetrag um einige hundert Meter höher liegt.

Trotz ihres bedeutenden Verwurfs läßt sich diese Bruchlinie nur wenige Kilometer nach SW bis zum Provatás verfolgen; dann entzieht sie sich in den Kalken der Beobachtung. Es ist möglich, daß sie ihre Fortsetzung in der auf S. 126 erwähnten Störung westlich der Höhe von A. Patéres findet.

Der Oros Piganiás, ein fast nach allen Seiten hin durch Störungen begrenzter Block, wird aus einer mächtigen Kalkserie aufgebaut, die wahrscheinlich im Algenkalk-Niveau (Karn?) beginnt und bis in den Jura (s. S. 83) hinaufreicht.

Im S-Teil wird dieses Massiv durch zwei parallele SE-streichende Brüche zertrennt, die auch die eben erwähnte Störung versetzen.

Im E stößt diese Einheit entlang der bereits auf S. 126 erwähnten Abschiebung von dem östlichen Vorberg ab, der der Kalkplateau-Randzone zugerechnet wird. In Annäherung an diese Störung fallen die Kalke des Oros Piganiás zunehmend steiler nach SE ein.

Im SW, nördlich oberhalb Stavrí, grenzen die Jura-Kalke des Oros Piganiás an einigen Querstörungen gegen die Jüngeren Sandsteine und Quarzkonglomerate (Lias) und Kalke des Provatás.

Der Provatás (Beilage 3, Profile 7 und 8), ein im Streichen NE-SW-verlaufender Höhenzug, gleicht im Gesteins-Bestand dem des Kochliás. Er wird von diesem getrennt durch eine unübersichtliche Störungszone, vielleicht die Fortsetzung der Abschiebung aus dem Arvanítissa-Tal.

Die grobbankigen braungrauen Kalke mit dickschaligen Muscheln über den Jüngeren Sandsteinen und Quarzkonglomeraten sind hier fast isoklinal zu einer steil nach N überkippten Mulde eingefaltet (Abb. 23). Die Achse streicht etwa 60° und pendelt um die Horizontale. Die Einmuldung läßt sich im östlichen Teil der Höhe beobachten.

An der Grenze Kalk/Sandstein ist es zu stärkeren Disharmonien und Störungen gekommen, so daß die Hellen Dolomite - vermutlich primär schon sehr geringmächtig oder gar fehlend - hier nicht erscheinen.

Um das E-Ende der Mulde des Provatas streichen die Jüngeren Sandsteine und Quarzkonglomerate bogenförmig herum (Abb. 24). Zwischen den Kalkmassen sind sie intern stark zerschert und stellenweise zu engen Falten zusammengestaucht, deren Achsen zwischen 40° und 60° steil nach SW und S eintauchen (s. Tekton. Karte und Diagramme D 4, D 5, D 6).

Im SW wird die Mulde durch die Fortsetzung der Anávatos-Störung abgeschnitten.

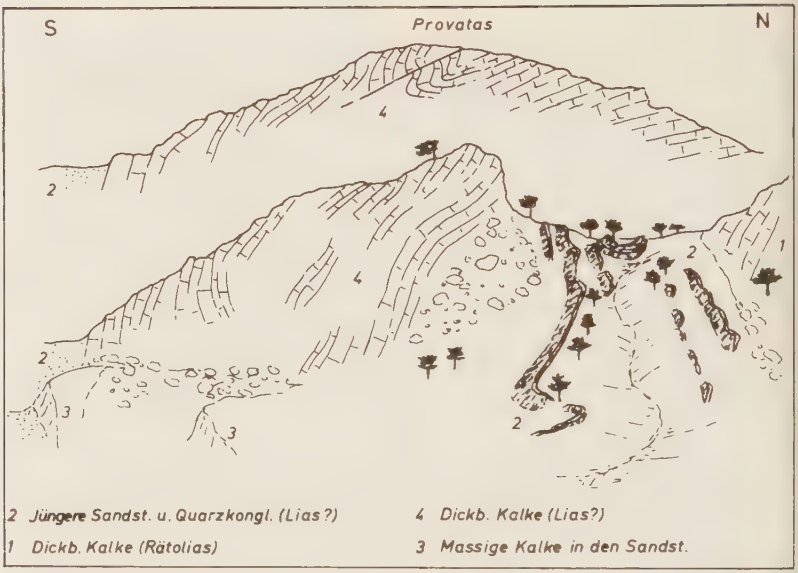


Abb. 23
Der Provatás von E.

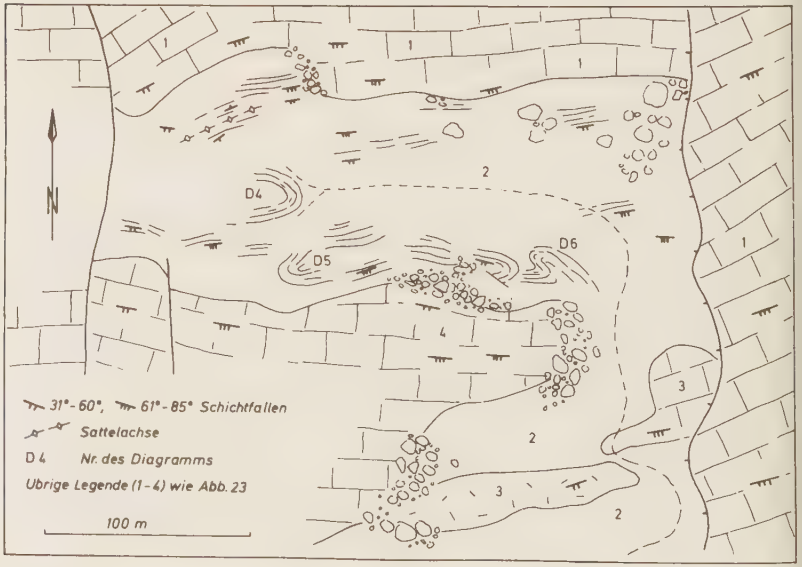


Abb. 24
Geologische Detail-Karte des Ost-Endes des Provatás.

2. Die Kalkplateau-Randzone und die Allochthone Einheit

Die Kalkplateau-Randzone umfaßt einen bis 4 km breiten Streifen des E-Randes des Kalkplateaus, der in leichtem nach E offenem Bogen etwa N-S streicht und sich in der geologischen Karte durch lebhaften Farbwechsel verrät. Die W-Begrenzung bilden z. T. Verwerfungen, z. T. deckt sie sich etwa mit dem Auflager der Jüngeren Sandsteine und Quarzkonglomerate auf Rätolias-Kalke.

Das auffälligste Bauelement dieser Zone ist die Allochthone Einheit, die mit normal liegender Schichtfolge auf die Hellen Dolomite (Lias?) geschoben und mit diesen konkordant verfaltet wurde, so daß sie heute als durch einige Längs-Störungen zerschnittene langgestreckte Decken-Mulde erhalten ist(Beilage 3, Profile 6 - 18).

Der Schichten-Bestand der Randzone sieht daher folgendermaßen aus:

	Lias	Kalke und Dolomite
Allochthon	Jungpaläozoikum	Grüne Sandsteine
	Oberkarbon	Heller Oberkarbon-Kalk
	Jura (Lias?)	Helle Dolomite
Autochthon	Lias	Jüngere Sandst. u. Quarzkongl.
	Rät	Kalke u. Dolomite m. Megalodonten

Sehr typisch für diese Zone ist ferner, daß die Neigung der generell nach SE einfallenden Schichten nach E, zum Kalkrand hin, bis zu seigerer Stellung zunimmt. Überdies wurde die Kalkplateau-Randzone als Ganzes nach E auf das im wesentlichen aus paläozoischen Grauwacken aufgebaute Gebiet aufgeschoben.

Im N setzt diese Zone mit dem schmalen, aus autochthonen Gesteinen bestehenden östlichen Vorberg des Oros Piganiás ein, der sich vom Tal des Réma Arménis bis in die Nähe der Kapelle Kourná hinzieht. Im Tal des Réma Arménis (Beilage 3, Profil 1) erscheinen unter einer flach N-fallenden Abschiebung von massigen Algenkalken des Aipos (KAUFFMANN 1967) Gesteine der Bunten Serie (Anis) steil aufgerichtet, E-W-streichend. Die Kalke,

Mergel und Konglomerate sind in sich vielfach gestört, stehen aber mehr oder weniger senkrecht auf der Grauwacken-Serie. Die Überschiebung auf das Paläozoikum selbst ist nicht erschlossen.

Im Hangenden der Bunten Serie folgen massige helle Kalke, die den Plateaurand bis oberhalb Karyés aufbauen. Ihr Streichen verläuft zunächst auch W-E, lenkt aber oberhalb Karyés in NNE-Richtung um. Auch hier steht die nur stellenweise erkennbare Bankung senkrecht auf den Grauwacken.

Im W ist dieser Rücken entlang einer bedeutenden Abschiebung, die sich nach S bis A. Geórgios Sykoúsis verfolgen läßt, von den Kalken des Oros Piganiás getrennt. Diese Störung fällt hier im N mit ca. 45° W ein und wird streckenweise durch Kalk-Brekzien begleitet. Morphologisch bedingt ihr Verlauf eine flache Einsenkung zwischen Oros Piganiás und Vorberg.

Südlich des Provatás verbreitert sich die Kalkplateau-Randzone stark. Sie wird hier von weithin durchhaltenden Bruchlinien im nördlichen Teil in zwei, weiter südlich in drei parallele Züge gegliedert, die jeweils als oberstes Gesteine der Allochthonen Einheit tragen.

Vom Provatás zieht nach S durch das gesamte kartierte Gebiet ein Streifen Jüngerer Sandsteine und Quarzkonglomerate (Lias), der dem westlichen, bereits beschriebenen Kalkplateau direkt auflagert oder an mehr oder weniger kräftigen disharmonischen Bewegungsflächen daran grenzt. Im N-Abschnitt streichen die Klastika besonders breit aus und bilden eine etwa NE-SW-verlaufende Senke. Hier und da ragen einzelne helle Kalk-Felsen aus ihr auf (z. B. oberhalb Kourná und westlich des Passes Stavrí). Neben einigen Kalk-Einschaltungen, die durch Übergänge mit den Sandsteinen verbunden sind, sind es hauptsächlich tektonisch auftauchende Schollen des Untergrundes (Beilage 3, Profile 6 u. 7).

Vom Kloster Néa Moní und der Kapelle Agios Antónios nach S ziehend, durchtrennt eine bedeutende mit 70-80° nach W einfallende antithetische Abschiebung den Streifen der Sandsteine und Quarzkonglomerate. Sie begrenzt den westlichsten Zug der Kalkplateau-Randzone mit den aus allochthonem Oberkarbon-Kalk aufgebauten Höhen Mourómandra, Skagiá und einigen Decken-Rudimenten südlich des Ponió - Tales auf seiner Ost-Seite.

Die Höhe Mourómandra zeigt auf ihrer W-Seite (Agios Plátanos) einen so gleichmäßigen und konkordanten Bau, daß man, würden nicht Fossil-Funde eines Besseren belehren, an eine normale

Schichtenfolge glauben müßte. Anders auf der E-Seite. Hier liegt der massige Brachiopoden-Kalk deutlich diskordant auf den Hellen Dolomiten (Abb. 25), die eine schwach S-vergente Falte mit annähernd W-E-streichender Achse bilden. Die Überschiebungsbahn läuft nahezu horizontal darüber hinweg. Außerdem ist der Oberkarbon-Kalk stellenweise stark brekzisiert.

Auf der Höhe Skagiá grenzen Oberkarbon-Brachiopoden-Kalke entlang der von Néa Moní heranziehenden Abschiebung an Rät-Dolomite und -Kalke. Der Störungsverlauf zeichnet sich durch eine Rinne auf dem Kamm ab, in der meistens Reste von hochgeschleppten Jüngeren Sandsteinen und Quarzkonglomeraten umherliegen. Im S-Teil finden sich auch Brocken von Grünen Sandsteinen. Hier sind besonders eindrucksvoll die jüngeren NW-SE-verlaufenden Brüche zu beobachten (Luftbild).

Südlich des Ponió-Tales löst sich dieser westliche Streifen in einzelne kleine Klippen von Oberkarbon-Kalk über autochthonem Jura auf. Die südlichste bildet den Gipfel der Höhe nördlich des Pagóvouno.

Der mittlere (Haupt-) Zug der Kalkplateau-Randzone setzt am Agios Márkos (Kloster) ein und erreicht bei durchschnittlicher Breite von 1,5 km eine Länge von wenigstens 10 km. Allochthone Gesteine begleiten ihn über die gesamte Erstreckung.

Auf seiner W-Seite bringt die begrenzende Abschiebung einen durch Querbrüche mannigfach zerstückelten Streifen der Rät- bis Rätolias-Kalke zu Tage, der ± durchgehend bis zum Pagóvouno zu verfolgen ist. Das Kloster Néa Moní ist auf solche Kalke bis über die Abschiebung hinweg gegründet (Abb. 13).

Westlich und südwestlich des Skióni wiederholen sich mehrere antithetische Brüche, so daß dort drei parallele Kalk-Züge ausstreichen.

Die Überschiebung des Allochthons mit Flaser- und Plattenkalken an der Basis ist am Agios Márkos (N- und NE-Hang) mehrfach gut aufgeschlossen (Abb. 18). Die Hellen Dolomite darunter sind lokal in liegende Falten (Abb. 27) im Meter-Bereich gelegt (sichtbar an der Straße vom Paß Stavrí zum Kloster A. Márkos), deren Achsen annähernd E-W streichen: 278/04, 062/07, 087/10, 096/16. Am E-Hang des A. Márkos, südlich Kourná, wurde eine S-vergente Falte mit der Achse 255/05 gemessen.
Unmittelbar über der Schubbahn sind die Oberkarbon-Kalke stellenweise enorm stark ausgewalzt und fein zerflasert, an anderen Orten wiederum ist ihnen die Verfrachtung kaum anzusehen.

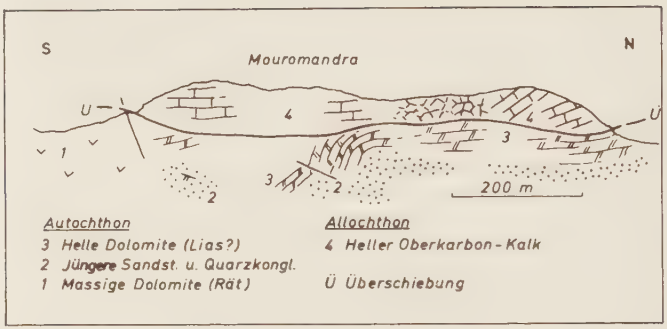


Abb. 25
Überschiebung von Oberkarbon-Kalken (Allochthone Einheit) auf Helle Dolomite (Jura) des Autochthons. Süd-vergente Falte unter der Überschiebung. Mourómandra von E.

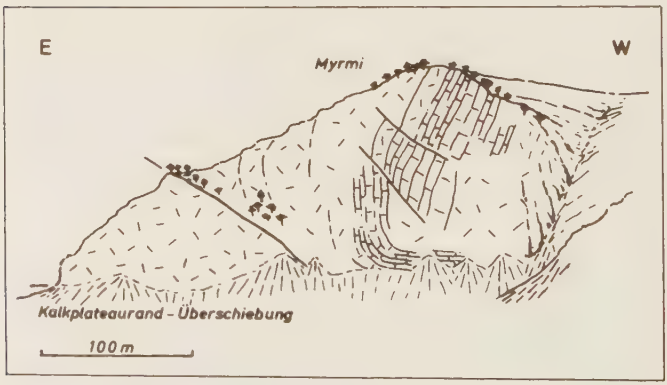


Abb. 26
Der Myrmí von N.

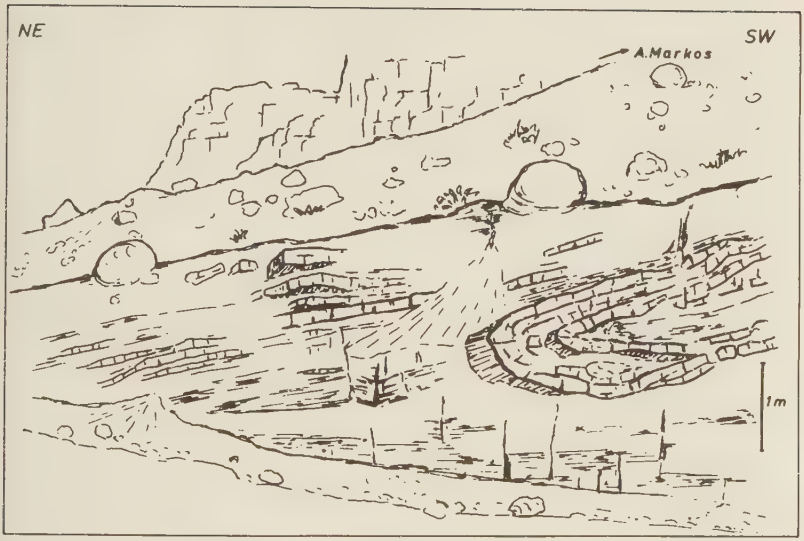


Abb. 27
Liegende Falte in Hellen Dolomiten und Bunten Übergangsschichten (Jura) unter der Überschiebung von Hellen Oberkarbon-Kalken. Nord-Hang des Agios Márkos.

Die Flaser- und Plattenkalke des Agios Márkos wurden um zwei Haupt-Achsenrichtungen lebhaft gefaltet. Die Maxima $ß_1$ = 270/16 und $ß_2$ = 227/13 decken sich mit denen des Sammeldiagramms D 15 auf Tafel 2, das hauptsächlich aus diesem Gebiet zusammengetragen wurde.

Die Plattenkalk-Fazies des Oberkarbons bildet die Deckenbasis bis zum N-Hang des Dragatómiti, dann schließen sich nach S massige Brachiopoden-Kalke an. Nordöstlich der Kapelle Agios Joánnis (Jerodió) schalten sich, E-fallend, die höheren Schichtglieder des Allochthons ein, Grüne Sandsteine und Lias-Kalke.

Die massigen Brachiopoden-Kalke des Dragatómiti und teilweise auch des Höhenzuges Sagiakómiti (Beilage 3, Profile 10, 11) stoßen deutlich diskordant von den steil aufgerichteten Hellen Dolomiten ab. Der Kalk vom Dragatómiti greift sogar noch leicht auf die Jüngeren Sandsteine über.

Es mag sich hier vielleicht um eine Faltung schon vor dem Deckenschub handeln, auf die in N-Chios die wesentliche alpidische Strukturbildung zurückgeführt wird (BESENECKER et al. 1968, S. 140; HERGET 1968). Ebenso könnten aber disharmonische Gleitungen nach dem Deckenschub die Ursache sein.

Das Paläozoikum ist am S-Ende des Sagiakómiti lokal stärker gestört. Von hier bis zum Strongiló Tráchonas setzt ein sehr schmales Band von Flaser- und Plattenkalken den Zug fort. Die Hellen Dolomite sind hier schwach W-vergent gefaltet (Abb. 20, Profil III).

Innerhalb der Allochthonen Einheit ist es zwischen den Oberkarbon- und Lias-Kalkmassen einerseits und den Grünen Sandsteinen andererseits fast überall zu disharmonischen Bewegungen gekommen: Südöstlich des Sagiakómiti und östlich des Strongiló Tráchonas wurden die Grünen Sandsteine zu einer dünnen, oft nur eine Fuge ausfüllenden Lage ausgewalzt.

Auf der S-Seite des Ponió-Tales, das einer NW-SE-verlaufenden jungen Störung folgt, tritt das Oberkarbon, nach SE versetzt, in größerem Umfang nur noch in der Höhe Achlantropí auf (Beilage 3, Profil 14 und Abb. 20). Jüngere Sandsteine, Helle Dolomite, Oberkarbon-Kalk(flaserig) und Grüne Sandsteine sind nach S hin in der Hang-Verflachung auf der E-Seite des Karterós-Tales lediglich in winzigen Aufschlüssen oder nur durch Lesesteine zu erkennen. Sie sind hier als die weniger kompetenten Schichten zwischen dem autochthonen Kalkplateau im W und den mächtigen allochthonen Lias-Kalken im E erheblich ausgedünnt. Darüber hinaus sind sie noch stark überschottert. Erst südlich der Höhe 534, bei der Kapelle Evangelístria, werden die

Verhältnisse wieder übersichtlicher (Beilage 3, Profil 18). Ihre Beschreibung sei vorerst jedoch ausgesetzt, bis auch der östliche Teil der Kalkplateau-Randzone besprochen wurde.

Die E-Begrenzung dieses mittleren Zuges wird in dem Abschnitt vom Agios Márkos (Kourná) bis nach Agios Geórgios Sykoúsis gebildet durch die südliche Fortsetzung der auf S. 132 erwähnten Abschiebung zwischen Oros Piganiás und östlichem Vorberg. Diese Abschiebung ist mit durchschnittlich 30° NW-Fallen deutlich sichtbar aufgeschlossen bei der Kapelle Kourná und am ganzen SE-Hang des A. Márkos, wo zunächst Jüngere Sandsteine, dann Helle Dolomite, schließlich Oberkarbon-Kalke von hellen massigen Kalken absetzen.

Bis unweit südöstlich Agia Triás läßt sie sich leicht verfolgen, dann verliert sie sich über einige hundert Meter in dickbankigen hellen Kalken, nur markiert durch eine Zerrüttungs-Zone und durch einen breiten dolomitisierten Saum. Hier grenzen Lias-Kalke des Allochthons an ± gleich aussehende autochthone Gesteine. Im weiteren Verlauf innerhalb der Kalke folgt ihr eine morphologische Rinne, die, lokal mit Quarz-Restschottern (Jüngere Sandsteine und Quarzkonglomerate) angefüllt, westlich des Gipfels Proph. Ilías (A. Geórgios Sykoúsis) vorbei auf die Kapelle A. Thomás zuläuft.

Zwischen Proph. Ilías und Kakí Ráchi fällt die Störung zunächst mit ca. 35° W ein, versteilt sich aber zunehmend nach S.

Bis in diese Gegend ist der Abschiebungs-Charakter der Störung ziemlich sicher.

Westlich der Kapelle A. Thomás verliert sich die beschriebene Verwerfung über einige hundert Meter unter Schutt, den E-Fuß des Kakí Ráchi begleitend. Etwa 500 m südwestlich Kapelle A. Thomás, da wo der Hang des Kakí Ráchi nach S und SW in das nächste Tal abfällt, taucht sie wieder auf: hier jedoch um 55° SE-fallend mit deutlicher Aufschiebungstendenz. Ein etwa N-S-streichender Sattel aus Hellen Dolomiten mit allochthonem Oberkarbon-Kalk darüber (s. Tekton. Karte) ist hier nach NW auf die nach SE abtauchenden Lias-Kalke aufgeschoben worden. Diese Aufschiebung läßt sich nach S zwischen Makrí Tráchonas und Agrélos hindurch bis etwa zur Kirche A. Konstantínos kai Eléni nördlich A. Geórgios Sykoúsis verfolgen. In dem südlichen Abschnitt fällt sie mit etwa 40° nach E ein, von groben Brekzien begleitet.

Auf der E-Seite der soeben beschriebenen Störungslinie liegt

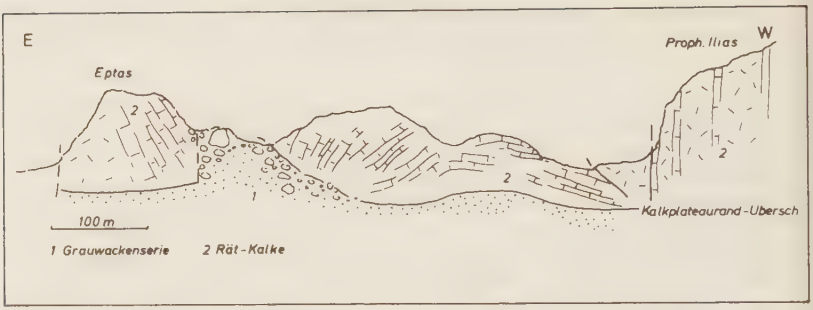


Abb. 28
Das N-Ende der Zone von Agios Thomás von N.

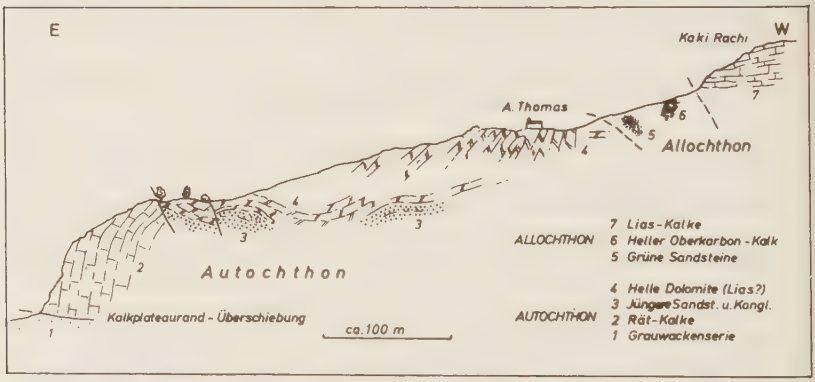


Abb. 29
Profil durch die Zone von Agios Thomás.

direkt auf den Grauwacken ein bei Kourná zunächst zögernd und geringmächtig einsetzender Zug ungeschichteter weißgrauer Kalke (vermutlich Obertrias - Lias). Diese Kalke, die also den Steilanstieg des Kalkplateaus aufbauen, nehmen nach S hin stark an Mächtigkeit zu. Am N-Hang des Myrmí, wo die Kalke weit nach E ausgreifen, setzen grob gebankte helle Kalke ein, die den Plateau-Rand bis südlich des Proph. Ilías (A. Geórgios Sykoúsis) als eine Einheit aufbauen. Am E-Hang des Proph. Ilías handelt es sich nach petrographischen Vergleichen und Megalodonten-Anschnitten um Rät oder Rätolias. Die Bankung fällt mit 45° und steiler nach E ein, häufig steht sie senkrecht auf den Grauwacken.

Am E - Vorsprung des Myrmí (Abb. 26) setzt in halber Hanghöhe eine mit 30-40° W-fallende Abschiebung ein, die der weiter westlichen großen Störung etwa parallel bis nördlich A. Thomás folgt. Auch sie wird von Jüngeren Sandsteinen und Quarzkonglomeraten begleitet, die südl. des Proph. Ilías sogar als Hangendes der Kalke sicher anstehen.

Westlich und südlich Daphnónas setzt östlich des zuletzt beschriebenen Kalkplateau-Randes die etwas komplizierter gebaute Zone von Agios Thomás ein. In dieser Zone erscheint ein weiterer Streifen der Allochthonen Einheit.

Zwischen Daphnónas und Proph. Ilías liegt auf den Grauwacken, von Neogen umhüllt, eine morphologisch nicht weiter auffällige Platte von wahrscheinlich jurassischen Kalken mit Resten von Hellen Dolomiten und Sandsteinen an der Basis (Kentróvouno).

Südlichdes vom Proph. Ilías herabsteigenden Tales (Kapelle A. Konstantínos) erheben sich in einer Stufe (Abb. 28) dickbankige Kalke und Dolomite (Rät bis Rätolias), die im W an einer steilen Störung von gleichen Gesteinen des Proph. Ilías-E-Hanges abstoßen. Diese Kalke liegen im W-Teil flach gewellt, fallen nach E hin aber zunehmend steiler ein, bis sie schließlich senkrecht an einer flach W-fallenden Trennfläche von der Grauwackenserie abstoßen (Beilage 3, Profile 11 - 13). Hier greift der Kalkplateau-Rand, der bis A. Geórgios Sykoúsis aus denselben Gesteinen besteht, erneut nach E vor.

Diesem Randbereich parallel vorgelagert ist der schmale Rücken des Eptás aus hellen Megalodonten-Kalken, die ebenfalls mehr oder weniger senkrecht auf den Grauwacken stehen.

Die Rät-Kalke der Zone von A. Thomás bauen eine ziemlich schmale Rippe auf (Abb. 29). Nach W hin wird sie von einer wei-

teren Abschiebung abgeschnitten, die mit 30 - 70° nach W einfällt.

Über dieser Abschiebung lagern, in sich lebhaft gefaltet, Jüngere Sandsteine und Quarzkonglomerate, Helle Dolomite mit darübergeschobenem Oberkarbon-Kalk, hier vorwiegend plattig, und Resten der Grünen Sandsteine.

Autochthon und Allochthon sind weitgehend konkordant verfaltet worden, wie z.B. eine kleine Sattelstruktur (Abb. 30) zeigt, die die Hellen Dolomite in einem kleinen tektonischen Fenster zu Vorschein bringt. Spezialfältelung ist besonders am Agrélos nördlich A. Geórgios Sykoúsis gut aufgeschlossen. An einigen Stellen wurde ausgeprägte W-Vergenz beobachtet. Einige gemessene Faltenachsen (Tafel 2, Diagramm D 12) fügen sich in das vom A. Thomás bekannte Bild.

Die Zone von A. Thomás endet beim nördlichen Ortsrand von A. Geórgios Sykoúsis an der Ponió - Tal-Störung. Es ist zu vermuten, daß die Zone von A. Thomás während der Einengung an der steilen Störung am S-Hang des Proph. Ilías tangential leicht nach NE geglitten ist. Als Hinweis hierfür könnte eine kleine N-gerichtete Schuppung im N-Teil zu werten sein, die die Fetzen von Hellen Dolomiten und von Oberkarbon (?)-Kalk eingeklemmt sind. In diesem Zusammenhang könnte auch die Aufschiebung der erwähnten Aufsattelung von Hellen Dolomiten und Allochthon auf die Liaskalke des Kakí Ráchi entstanden sein. Die Abschiebung am E-Rand dieser Zone müßte dann als Fortsetzung der Störung vom Myrmí- E - Hang angesehen werden.

Südlich der Ponió-Tal-Störung, die bei A. Geórgios Sykoúsis das flache Neogen-Gebiet erreicht, bauen nur noch Gesteine der Allochthonen Einheit den Palkplateau-Rand auf. Bis zu der großen Berg-Zerreißung südöstlich A. Geórgios Sykoúsis sind es steil E-fallende Lias-Kalke des bereits beschriebenen mittleren Streifens des Allochthons, die sich über die Höhe 534 nach S hinaus fortsetzen.

Östlich der erwähnten Berg-Zerreißung greifen die allochthonen Gesteine weit nach E vor. Sie bilden einen dem allgemeinen NNE-Streichen folgenden Zug, der sich eng an das westlich angrenzende Allochthon anschließt, aber vielleicht als die südliche Fortsetzung der Zone von A. Thomás angesehen werden kann.

Die N-Begrenzung bildet eine etwa ENE-verlaufende junge Bruchlinie gegen Neogen-Gesteine.

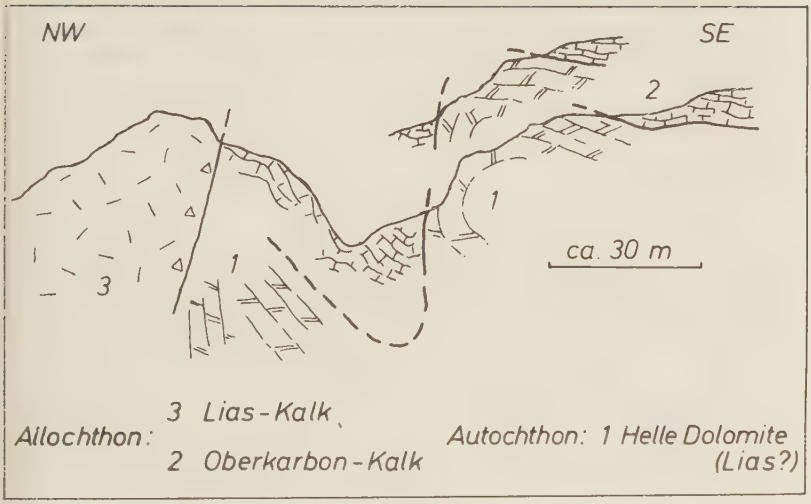


Abb. 30
Zone von Agios Thomás: ± konkordante Faltung von Autochthon und Allochthon.
1 km nördlich A. Geórgios Sykoúsis.

Das allochthone Paläozoikum tritt in dem Tal zwischen der Höhe 534 und dem Proph. Ilías (Tholopotámi) zu Tage. In Sattel-Stellung erscheinen unter starker Schutt-Verhüllung in der Nähe der Kapelle A. Christós plattige und geflaserte Oberkarbon-Kalke. In einem etwas isolierten Aufschluß südlich der Berg-Zerreißung von A. Geórgios Sykoúsis liegt Oberkarbon-Kalk nach W auf Lias-Kalke aufgeschoben. Im übrigen wird das Tal von den überlagernden Grünen Sandsteinen ausgefüllt, die ebenfalls leicht nach W aufgeschoben sind. Nach E hin folgen die mächtigen dickbankigen Lias-Kalke und Dolomite, besonders gut aufgeschlossen am Hauptgipfel des Proph. Ilías bei Tholopotámi.

Am S-Ende dieses Zuges, zugleich etwa südliche Kartiergrenze, erschließt sich ein W-E-Profil (Beilage 3, Profil 18), mit dessen Beschreibung an die auf S. 137 angekündigten Verhältnisse angeknüpft werden soll.

Im W, südlich der Höhe 534 tauchen massige Rätolias-Kalke, Jüngere Sandsteine und Helle Dolomite mit darüber geschobenen massigen Brachiopoden-Kalken mittelsteil nach E ab. Die Grünen Sandsteine sind im W-Teil stark ausgedünnt oder fehlen. Nach E hin nehmen sie jedoch an Mächtigkeit zu. Die Brachiopoden-Kalke tauchen im E, in einem kleinen Aufschluß am S-Fuß des Proph. Ilías, $\pm$ senkrecnt stehend, erneut auf. Sie werden gänzlich umhüllt von Grünen Sandsteinen. Es liegt die Vermutung nahe, daß letzteres Oberkarbon-Vorkommen die südliche Verlängerung der Antikline bei der Kapelle A. Christós darstellt und nach W hin unter einer tiefen, mit Grünen Sandsteinen angefüllten Einmuldung hindurch anzuschließen ist.

Die Lias-Kalke darüber wurden dagegen von ihrer Unterlage weitgehend abgeschert und im W-Teil in nur flachwellige Falten gelegt (s. Taf. 2, Diagramm D 14). In dem östlichen Zug richten sie sich nach E hin zunehmend steiler auf, um dann unmittelbar westlich Tholopotámi senkrecht auf den Grünen Sandsteinen zu stehen. Dieser ganze Komplex ist überdies wie der übrige Kalkplateau-Rand nach E auf die Grauwacken-Serie geschoben worden.

Die Kalkplateaurand-Überschiebung

Für den Rand des Kalkplateaus ist charakteristisch, wie mehrfach gezeigt wurde, daß die Gesteine überall, wo Bankung erkennbar ist, nach E hin steiler einfallen und schließlich $\pm$ senkrecht auf den Grauwacken ruhen.

Diese Diskordanz ist schon TELLER 1880 aufgefallen, doch hielt er sie für eine primäre Winkeldiskordanz von weniger geneigten Kreide-Kalken auf gefaltetem Paläozoikum.

Das Kalkplateau ist entlang einer mit stellenweise weniger als 20^{o} nach W eintauchenden Überschiebung nach E auf die Grauwacken relativ vorgeglitten. Für diesen Überschiebungs-Vorgang spricht einmal der Faltungsstil des Kalkplateau-Randes selbst und zum anderen der Bauplan des im nächsten Kapitel zu beschreibenden Kephalovoúni-Korákaris-Gebietes: Im westlichen Kephalovoúni-Gebiet herrscht nämlich deutlich E-vergenter Bau vor mit Aufschiebungen und Überkippung von Faltenschenkeln (Beilage 3, Profil 7).

Die Überschiebungsfläche ist nur östlich und nordöstlich unterhalb der Kapelle A. Triás in einem Seitental des Kakós Potamós direkt aufgeschlossen (Abb. 6). Entlang der Schubbahn erscheinen zwischen Grauwacken mit dunklen Kalken und massigen hellen Kalken des Mesozoikums Fetzen von Rotkalken der Mitteltrias, stark zerflasert und zerschert. Die stark durchbewegten graugrünen Tuffe (vgl. S. 26) gehören wahrscheinlich ebenfalls der Mitteltrias an und sind als an der Überschiebung mitgeschürfte Reste der Unterlage anzusehen.

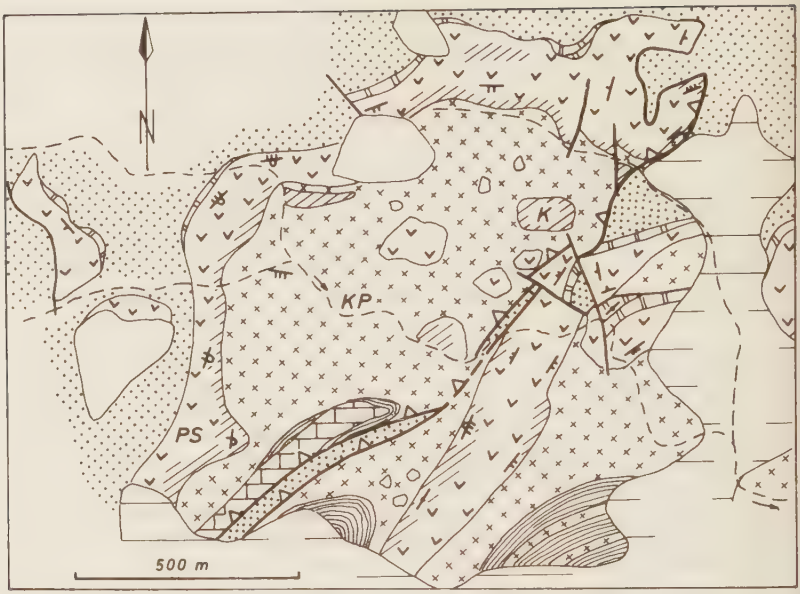
Da, wo nicht Neogen-Ablagerungen oder Quartär-Schutt den Fuß des Steilabsturzes verhüllen, treten überall nur Grauwacken unter den Gesteinen der Kalkplateau-Randzone hervor.

Das Kephalovoúni-Korakáris-Gebiet

(Beilage 3, Profile 4 - 7)

Das östliche Gebiet weicht sowohl im tektonischen Stil als auch in der Morphologie stark von dem westlichen Kalkplateau ab. In dem Bereich um den Kephalovoúni schließen sich nach E einige Sättel und Mulden an, die im folgenden von W nach E beschrieben werden (Abb. 31).

Das dem Kalkplateau am nächsten gelegene Mesozoikum ist eine schmale Rippe aus Tieftriadischen Massenkalken und -dolomiten mit geringmächtigen Basalen Bankkalken, die flach unter eine Aufschiebung von Grauwacken nach W gegen den Rand des Kalkplateaus abtaucht. Im E folgt eine etwa N-S-verlaufende Auf-



QUARTÄR — Schutt

NEOGEN — Kongl., Mergel

KARN — Hornstein-Kalke

ANIS — Rote Hornsteine

ANIS — Tuffite m. Kalkblöcken

SKYTH - ANIS — Rotkalke
Tieftriad. Massenkalke u. -dolomite

PERMOSKYTH — Basale Bankkalke

PALÄOZOIKUM — Grauwackenserie

K Kephalovouni
PS Psilirachi
KP Kakos Potamos

Aufschiebung

6-30° 31-60°
61-85° 86-90°

invers

Abb. 31
Geologische Detail-Karte des Kephalovoúni-Gebietes

sattelung aus Grauwacken.

Die W-Flanke der sich nun anschließenden Mulde des Kephalovoúni ist in den Tieftriadischen Massenkalken der Höhe Psilirách zu sehen, die sich unweit nördlich der Häusergruppe um die Kapelle Agii Apóstoli sanft erhebt. Mit flachem W-Fallen streichen in invers liegender Folge Basale Bankkalke, Massenkalke und als unterstes rote Hallstätter Kalke zunächst einige hundert Meter in NNE-Richtung, um dann in Annäherung an das Tal des Kakós Potamós rasch in ENE-Richtung umzulenken. Gleichzeitig richtet sich die Schichtfolge auf und durchquert den Flußlauf in etwa seigerer Stellung. Auf der E-Seite des Tales legt sich das Schichtpaket normal und baut, annähernd E-W-streichend die nördlichen Vorberge des Kephalovoúni auf.

An den Grenzen der Massenkalke sind die Basalen Bankkalke und teilweise auch die Rotkalke, besonders im Psilirách-Bereich, häufig durch disharmonische Bewegungen unterdrückt worden.

Die Mulden-Füllung besteht in der Hauptsache aus sehr mächtigen grünen Tuffiten der Bunten Serie mit Konglomeraten und Brekzien. Der Kern der Mulde ist in einem schmalen Kamm aus Hornsteinführenden gebankten Kalken des Karn zu sehen, der im spitzen Winkel zum Psilirách nach ENE streicht. Sehr geringmächtige rote Hornsteine der Bunten Serie begleiten ihn.

Auf der E-Seite tauchen die Tieftriadischen Massenkalke, flankiert von Rotkalken, in einem nur 150 m breiten Sattel ohne ausgeprägte Vergenz auf (Tafel 1, Diagramm D 7). Die Sattelflanken stehen sehr steil.

Kehren wir noch einmal zu der Mulde des Kephalovoúni zurück: Ihr Flügel ist kräftig nach E überschlagen. Die Muldenachse verläuft im S-Teil etwa in NE-Richtung, sie biegt aber im Bereich des Kephalovoúni deutlich nach E, wenn nicht sogar nach ESE um. Die beiden Haupt-Achsenrichtungen deuten sich in dem Diagramm D 8 (Tafel 2) an. Der W-E-verlaufende Mulden-Abschnitt ist an einer nach NW einfallenden Aufschiebung (Diagramm D 8) auf Grauwacken geschoben worden (Abb. 31).

Auf der SE-Seite des karnischen Muldenkernes durchtrennt eine etwa NE-streichende steile Schuppenzone die Struktur, an der paläozoische Grauwacken mitten in der Mulden-Füllung erscheinen. Diese SE-gerichtete Störung streift schließlich den erwähnten Sattel im NE und verliert sich dann in den Grauwacken oder geht in die gerade erwähnte Aufschiebung über.

Auch der Sattel im SE des Kephalovoúni ändert seine Achsen-

richtung im NE und lenkt nach E ein. Dabei kommt es in dem Gebiet, wo der Kakós Potamós den Sattel durchschneidet, zu Störungen und längs einer kleinen Falten-Abschiebung zur Aufspaltung der Struktur in zwei steil S-fallende Einheiten (Abb. 31 und Beilage 3, Profil 6). Diese verlieren sich nach E unter einer nach N ausgreifenden Zunge von Neogen-Konglomeraten und -Mergeln.

Die Untertrias-Gesteine ziehen dann steil S-fallend nach E über die Marmarotrápeza bis an den Kakós Potamós. Am E-Fuß der Marmarotrápeza stürzt der Fluß als Wasserfall über eine leicht nach S überkippte Rippe aus Tieftriadischem Dolomit. Gegen S folgen darüber, sich allmählich flacher legend, mächtige Tuffite mit Kalkblöcken, darüber rote Hornsteine mit einzelnen Tuffit-Einschaltungen und die Hornstein-führenden Kalke des Korakáris (Beilage 3, Profil 5).

In dem Gebiet des Marathóvouno sind Unter- und Mitteltrias um eine flach SW-fallende Achse eingemuldet (Tafel 2, Diagramm D 9). In den roten Hallstätter Kalken tritt eine leichte Querwellung (Achsen um 130/06) auf. Die gleichen Achsenrichtungen kehren auch in den lebhaft spezialgefalteten roten Hornsteinen wieder (Tafel 2, Diagramm D 1o). Weiter nach E hin nimmt die Faltung an Intensität ab. Die Haupt-Achsenrichtung, um SW, ist jedoch immer noch deutlich, z.B. bei der Kapelle Agia Anna (Tafel 2, Diagramm D 11).

Die Gesteine des Marathóvouno tauchen gegen S unter die Hornstein-Plattenkalke des Korakáris ab. Wie der W-Hang von Marathóvouno und Korakáris zeigen (Beilage 3, Profil 5), ist dieses Abtauchen mit einer leicht S-vergenten Faltung verbunden, deren Achsenrichtung um E-W auch in dem Diagramm D 10 zum Ausdruck kommt.

Die Höhe des Koraká ris und die umgebenden Berge bestehen aus lebhaft gefalteten Hornstein-führenden Kalken. Eine klare Altersfolge der unterschiedlichen Achsenrichtungen ließ sich an dieser Stelle nicht ermitteln. Den mittleren Bereich des Korakáris (Beilage 3, Profile 7 u. 9) durchschneidet eine nach NW gerichtete steile Aufschiebung, die noch einmal die roten Hornsteine zu Tage fördert.

Der ganze Kephalovoúni-Korakáris-Komplex wird an drei Seiten von Neogen-Ablagerungen umhüllt. Die Hornstein-führenden Kalke tauchen jedoch noch einmal in kleinen Halbhorsten beim Kloster Agios Konstantínos am Ost-Kap A. Elénis auf.

Als letztes Vorkommen mesozoischer Gesteine sei die Anhöhe Latómi nördlich der Stadt Chios erwähnt (Beilage 3, Profil 3). Dieses ist ein in dem Grauwackengebiet isolierter nach NE gekippter Klotz aus Tieftriadischem Massenkalk mit geringmächtigen Basalen Bankkalken. Die nur lokal erkennbare Bankung fällt steil nach NE ein.

Der Bewegungsablauf der alpidischen Orogenese

Für die Rekonstruktion des alpidischen Faltungsvorganges müssen folgende Ergebnisse aus der Betrachtung der Bauformen festgehalten werden:

1. Es gibt in dem Gebiet zwei Hauptrichtungen von Faltenachsen
   a. W-E-Richtung
   b. NE-SW-Richtung
2. Die Allochthone Einheit liegt auf ein und demselben Schichtglied des Autochthons und ist mit diesem um NE-streichende Achsen verfaltet worden.

Die große Ausdehnung der Allochthonen Einheit in Verbindung mit dem zuletzt gesagten spricht dafür, daß die Überschiebung über das Gebiet von Mittel-Chios erfolgte, als das Autochthon noch nicht intensiv gefaltet war.

In N-Chios konnte dagegen eine erste, kräftige Faltung um NNE-Achsen schon vor dem Deckenschub nachgewiesen werden (BESENECKER et al. 1968, HERGET 1968). In Mittel-Chios kann diese Faltung wohl abgeschwächt wirksam gewesen sein, läßt sich aber nicht mehr eindeutig nachweisen.

Es fällt auf, daß entlang der Überschiebungsbahn des Allochthons nirgends ältere Gesteine als die Hellen Oberkarbon-Kalke auftauchen. Dieses ist nach Vergleichen mit Profilen aus NE-Chios (KAUFFMANN 1967; BESENECKER et al. 1968, Abb. 8) so zu deuten, daß der erste kompetente Horizont über einer mächtigen Grauwacken-Serie abgeschert worden ist und seine heutige Position ohne die Unterlage erreichte.

Der Überschiebungsvorgang selbst hat bemerkenswert geringe Spuren auf der Unterlage hinterlassen. Neben lokaler Myloniti-sierung sind es nur einige liegende Falten mit E-W-Achsen. Diese Falten sind bescheidene Hinweise für den Deckenschub von N nach S. Es sind nur Andeutungen, die aber die faziellen Beziehungen nach N(s. S. 112) noch ergänzen. Außerdem fügen sich diese Beobachtungen in den großen Rahmen, wie Vergleiche mit den Nachbargebieten auf der Insel bestätigen. In N-, NE- und S-

Chios konnten für große Teile des Allochthons Beweise für die südgerichtete Überschiebung erbracht werden (BESENECKER et al. 1968).
Wenn man die Allochthone Einheit von Mittel-Chios an die Decken-Reste von N-Chios anschließt, so muß ihre Förderweite mindestens 35 km betragen haben, während für die am weitesten nach S eingeschobenen Teile in S-Chios wenigstens 50 km angenommen werden (BESENECKER et al. 1968). Das überrascht um so mehr, weil nach derzeitiger Kenntnis im benachbarten Anatolien der Zusammenschub nicht über steile Aufschiebungen hinausgegangen sein soll (BRINKMANN 1968).

Es soll dennoch angemerkt werden, daß auf Grund der heutigen Verbreitung des Allochthons, insbesondere der N-S-streichenden, E-fallenden Überschiebungsbahn auch der Gedanke verfolgt wurde, ob es sich nicht vielleicht um autochthone Klippen handele, die also in der später paläogeographisch wichtigen Zone zwischen westlichem und östlichem Gebiet beheimatet waren. Die lokalen W-Vergenzen im Decken-Bereich und die auf S. 108 erwähnten dubiosen Reste von Jungpaläozoikum(?) auf den Grauwacken wären bisher die einzigen Indizien hierfür.

Die Hauptfaltung erfaßte das Gebiet erst nach dem Deckenschub und prägte ihm mit NE-verlaufenden Falten und Störungen das heutige Bild auf. Die Altersfolge ergibt sich aus der Tatsache, daß die Allochthone Einheit konkordant in den Faltenbau der Kalkplateau-Randzone einbezogen wurde. Das Achsen-Diagramm D 15 (Tafel 2) bestätigt diesen Befund.

Die beiden Achsen-Hauptrichtungen sind ebenfalls in dem Kephalovoúni-Korakáris-Gebiet wiederzufinden und zwar in gleicher Altersfolge. Da hier eine direkte Beziehung zu der Decken-Überschiebung nicht hergestellt werden kann, sei dieses begründet:

1. Die Mulde des Kephalovoúni (Tafel 2, Diagramm 8) zeigt ein Einlenken der einen Achsenrichtung in die andere. Der W-E-streichende Teil (Abb. 31) ist nach E auf die Grauwacken geschoben worden. Die Aufschiebung verläuft ungefähr parallel zu der Kalkplateaurand-Überschiebung.

2. Die W-E-Achsen sind, wie im W-Teil, nur untergeordnet zu finden.

An zwei Stellen wurden lokal etwas abweichende Achsenrichtungen - mit SE-Fallen - ermittelt:

1. Östlich des Provatás (Tafel 1, Diagramm D 4): eine Falte in den Jüngeren Sandsteinen und Quarzkonglomeraten mit sehr steilem Achsenfallen. Die für den großen Einfallswinkel

verhältnismäßig geringe Abweichung läßt sich erklären durch die starke Einengung der Sandsteine zwischen mächtigen Kalkmassen, wobei das Mitwirken junger Bewegungen nicht ausgeschlossen ist.

2. Im Gebiet des Marathóvouno sind es Fältelungs-Achsen in roten Hornsteinen (Tafel 2, Diagramm D 10), von denen einige Werte steil n ach SE einfallen. Wahrscheinlich handelt es sich nur um eine größere Streuung der übrigen Werte; die Zahl der Messungen ist für eine bestimmte Aussage zu gering.

Die Amplituden der um NW streichenden Falten liegen im Meter-Bereich. Diese Einzelfälle sind wohl nicht als Gegenbeweis gegen die Ansicht von BESENECKER et al. (1968) zu werten, wonach ausgeprägte NW- bis NNW-Achsen im autochthonen Paläozoikum im allgemeinen der variskischen Faltung zuzuordnen sind.

Die zweite Faltung war mit einer stärkeren WNW-ESE-Einengung verbunden. Dabei hat sich eine etwa in der Längsachse des Gebietes verlaufende Zone (Kalkplateau-Randzone, W-Teil des Kephalovoúni-Gebietes) stärkerer Deformation herausgebildet. Der größte Teil des westlich angrenzenden Gebirges wurde relativ harmlos verfaltet; ebenso das östliche Gebiet.

Die Vergenz der Faltung ist nicht überall einheitlich. Im N des Kalkplateaus ist sie teilweise nach NW gerichtet, in dem medianen Streifen dagegen deutlich nach Osten - wenn man von lokalen W-vergenten Klein-Falten absieht. Im Korakáris-Gebiet tendiert sie nach W, jedoch wenig ausgeprägt.

Die Bauformen sind besonders interessant in der stärker deformierten zentralen Zone. Die starren Karbonat-Komplexe der Kalkplateau-Randzone zeigen nur an wenigen Stellen Ansätze zu echter Falten-Bildung (z. B. N-Hang des Myrmí (Abb. 26), südlich des Proph. Ilías von A. Geórgios Sykoúsis, Zone von A. Thomás). Die wesentlichen Teilbewegungen vollzogen sich bei der Kompression entlang weit durchhaltender Scherflächen. Der Bewegungssinn entlang der streichenden Störungen ist nicht immer einheitlich, vielfach allerdings auch nicht sicher bekannt.

Die Abb. 32 stellt den Versuch dar, schematisch die Bewegungstendenz in der Kalkplateau-Randzone festzuhalten. Als Leithorizont dienen die Hellen Dolomite (Lias?), deren Position häufig nur vermutet werden kann. Es zeigt sich, daß bei generellem Vorgleiten der Randzone nach E die Mehrzahl der schmalen Schollen nach W hin abgeschoben wurde (Falten-Abschiebungen). Der durch eine gestrichelte Linie verbundene Zug des Myrmí

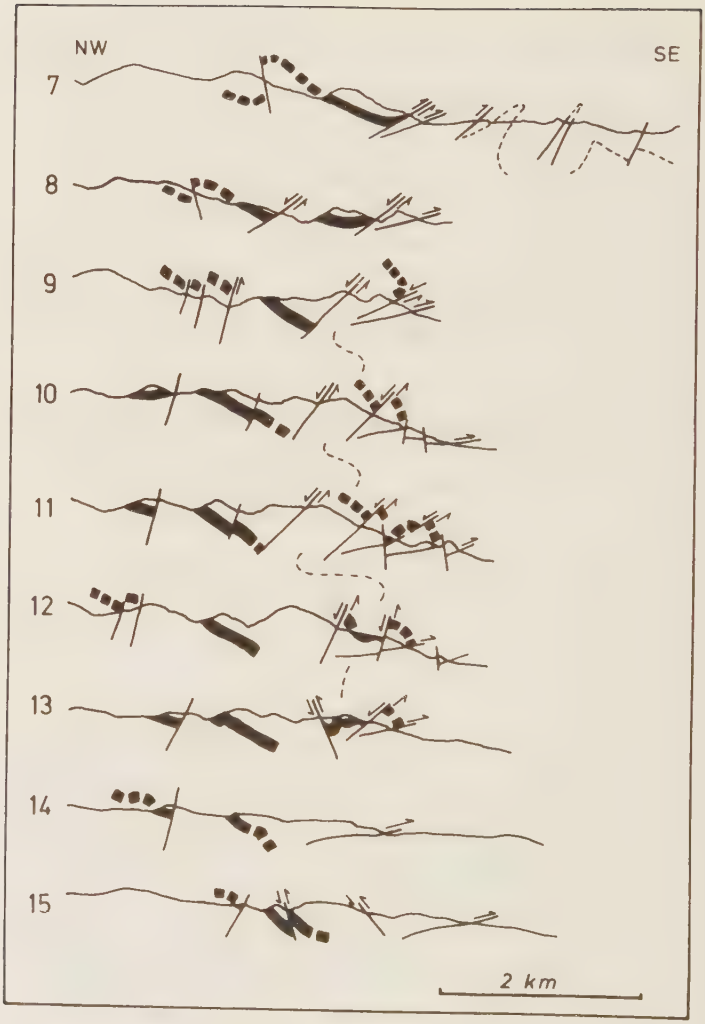


Abb. 32
Schematische Darstellung der Bewegungs-Tendenz
in der Kalkplateau-Randzone.
Schwarz: Helle Dolomite (Jura) des Autochthons.
Die Profil-Nummern entsprechen denen der Beilage 3.

und Proph. Ilías führte dabei eine relative Drehung um seine Längsachse durch.

Anders verhielten sich die Gesteine des östlichen Gebietes. Die petrographisch stärker variierende und weniger kompetente Schichtfolge reagierte auf die Kompression mit einem etwas spröden Faltenbau. Die wahrscheinlich durch die vorhergehende Faltung angelegten E-W-Achsen (z.B. Mulde des Kephalovoúni) wurden je näher sie dem vorrückenden Kalkplateau-Rand lagen, desto mehr in die SW-Richtung umgelenkt. Die ausgesprochene E-Vergenz des medianen Streifens verliert sich nach E hin ebenso wie die Intensität der Faltung.

Die Ursache für die stärkere Verformung des medianen Streifens könnte in den durch die Paläogeographie des Anis bis Karn bedingten Differenzen zu suchen sein. Vielleicht konnte die Überschiebung des Kalkplateaus auf das östliche Vorland nur dadurch erfolgen, daß dort vorher die jüngeren mesozoischen Gesteine, die ein Widerlager hätten bieten können, weitgehend erodiert waren und so das inkompetente tiefere Stockwerk die Bewegungen durch E-Vergenz kompensierte. Diese Faltungsvorgänge erfolgten ja - wie anschließend noch gezeigt wird - nicht lange vor dem Miozän, wo sich eine Morphologie herausbildete, die der heutigen bereits ähnlich gewesen sein könnte.

Das Alter der alpidischen Faltungen

Da eine genauere zeitliche Einstufung der alpidischen Strukturbildungen in dem untersuchten Gebiet nicht möglich ist, muß auf die von BESENECKER et al. (1968) erörterten Verhältnisse nahe dem Süd-Kap der Insel verwiesen werden: Dort sind diskordant auf dem Allochthon lagernde Konglomerate, Kalke und Mergel des Maastricht um E-W-Achsen in diese Einheit eingemuldet. Damit ist also das maximale Alter der Decken-Überschiebung festgelegt.

Ebenfalls am S-Kap erschlossen sind vermutlich alttertiäre Konglomerate, welche die Maastricht-Gesteine aufgearbeitet enthalten. Sie liegen diskordant auf autochthonen Trias-Kalken und sind selbst vor der Ablagerung des Neogens, d.h. vor dem Obermiozän, verstellt worden.

Die Decken-Überschiebung muß daher in dem Zeitraum Maastricht - Alttertiär erfolgt sein. Die NNE-Falten wurden danach, im Paläogen bis spätestens Untermiozän, angelegt.

Die spät- bis posttertiäre Bruchtektonik

Das mehrfach gefaltete ältere Gebirge von Chios wurde in jüngster Zeit durch eine intensive Bruchtektonik vielfach zerstückelt und teilweise in kleinste Schollen zerlegt. Diese Vorgänge haben die Rekonstruktion des älteren Gebirgsbaues wesentlich erschwert, z. T. sogar unmöglich gemacht.

Nach den Spuren im Mesozoikum handelt es sich um reine Zerrungstektonik, doch wurden von BESENECKER et al. (1968) aus dem Neogen auch Aufschiebungen und Faltung erwähnt.

Die bedeutendsten Bruch- und Kluftlinien sind NE-SW und NW-SE gerichtet (s. Beilage 2). Wahrscheinlich gehören beide Richtungen demselben Beanspruchungsplan an, doch gibt es Beispiele, wo NE-streichende Störungen durch die Schar etwa rechtwinklig dazu verlaufender Brüche versetzt werden. Ähnliches wurde von ROTH (1968) aus dem nordwestlich angrenzenden Gebiet erwähnt.

Die NE-SW-verlaufenden Brüche lassen sich vielfach nicht von etwa gleichgerichteten alpidischen Abschiebungen unterscheiden (besonders in der Kalkplateau-Randzone). Gute Beispiele für sicher junge Abschiebungen dieser Richtung finden sich in der Gegend nordöstlich Anávatos, wo eine Schar von Brüchen das früher angelegte Plateau des Platýlakkos treppenförmig nach NW absteigen läßt (Beilage 3, Profile 3 u. 7). Ein weiteres Beispiel ist die Abschiebung westlich der Höhe A. Patéres, die mehrfach durch NW-streichende Brüche versetzt wurde.

Noch auffallender ist die Schar der nach NW ziehenden Brüche. Das Einfallen pendelt um die Senkrechte, ist aber meistens steil nach NE gerichtet. Eine besonders auffallende Bruchlinie dieser Richtung ist die Anávatos-Störung (Abb. 33). Sie läßt sich vom Oberlauf des Elínta-Tales bis Néa Moní durchverfolgen. Auf ihre Wirkung ist wahrscheinlich noch der E-Vorsprung des Myrmí zurückzuführen und die Bruchlinie südlich des Psilirách.

In der Gegend von Anávatos ließ sich an Hand der Harnisch-Striemung auf dieser Störung ermitteln, daß es sich um eine Schrägabschiebung handelt, entlang der die nordöstliche Scholle flach nach N relativ abgeglitten ist (Tafel 1, Diagramm D 2). Daß es zu Schleppungen älterer Strukturen entlang der Störung gekommen ist, zeigt eine Falte von feingeschichteten Dolomiten des Ladin in unmittelbarer Nähe dieser Störung (etwa 500 m südlich Anávatos).

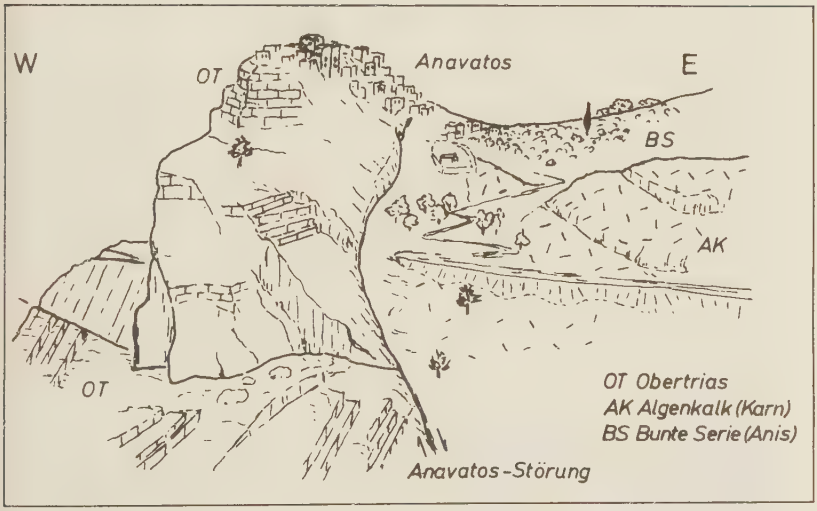


Abb. 33
Anávatos von S: Anávatos-Störung.

Die Achse dieser Falte (Tafel 1, Diagramm D 3) ist $ß_1$ = 197/29, also etwa die Hauptrichtung der zweiten alpidischen Faltung. In Annäherung an die Störungsfläche streuen die Werte der Flächenpole in eine Zone um $ß_2$ = 153/33. $ß_2$ liegt annähernd in der Störungsebene (vgl. Diagramm D 2).

Eine weitere bedeutende Bruchlinie, die im NW entlang der Küste von NW-Chios verläuft (ROTH 1968, Abb. 23), erreicht südöstlich der Bucht von Elínta Mittel-Chios. Sie fällt steil nach NE ein, das Kalkplateau von Avgónyma gegen die Höhe des Lépro relativ absenkend.

Parallel hierzu verläuft die Ponió-Tal-Störung, die steil nach SW einfällt. Rutschstreifen weisen auch sie als Schrägabschiebung aus (Tafel 2, Diagramm D 13). Diese Störung durchschneidet in sehr auffälliger Weise die NNE-verlaufenden Züge der Kalkplateau-Randzone, und sie bildet zugleich einen kräftigen Sprung der alten Rumpffläche (Abb. 34). Während sich südlich davon eine ziemlich einheitliche Hochfläche um 420 - 450 m ausbreitet, erreichen die Berge nördlich rasch 500 - 700 m Höhe. Entsprechend stark ist die Zertalung auf der N-Seite.

Auf die NW-SE-Bruchlinien ist wahrscheinlich auch eine großräumige "Wellung" der Kalkplateaurand-Überschiebung zurückzuführen.

Ein weiteres Störungs-System verläuft etwa N-S. Dieser Richtung verdankt das Tal von Lithí seinen Verlauf. Es bildet den N-Abschnitt einer bis an die S-Küste der Insel durchziehenden tektonischen Linie. In der Gegend von Lithí ist die westliche Scholle relativ abgesenkt worden, was sich ebenfalls in der Morphologie äußert. Die Neogen-Gesteine wurden entlang der Abschiebung gegen die Trias-Kalke stark geschleppt.

Den E-Rand des Kalkplateaus begleiten stellenweise auch etwa N-S-streichende Brüche: z.B. beim Austritt des Réma Arménis aus dem Kalk (E-Seite relativ gehoben), westlich und südwestlich Daphnónas und wahrscheinlich auch westlich Tholopotámi, wo das östlich angrenzende Neogen relativ abgesenkt erscheint. Doch kommt diesen zuletzt erwähnten Brüchen längst nicht die Bedeutung zu, die ihnen PAECKELMANN 1939 zugewiesen hatte: Nach dessen Meinung sollte das ganze Neogen-Gebiet im SE entlang einer großen Bruchlinie abgesenkt sein.

An die Bruchtektonik gebunden ist vermutlich das Aufdringen des auf S. 118 beschriebenen kleinen Basalt-Ganges am W-Hang des Strongiló Tráchonas (westlich A. Geórgios Sykoúsis).

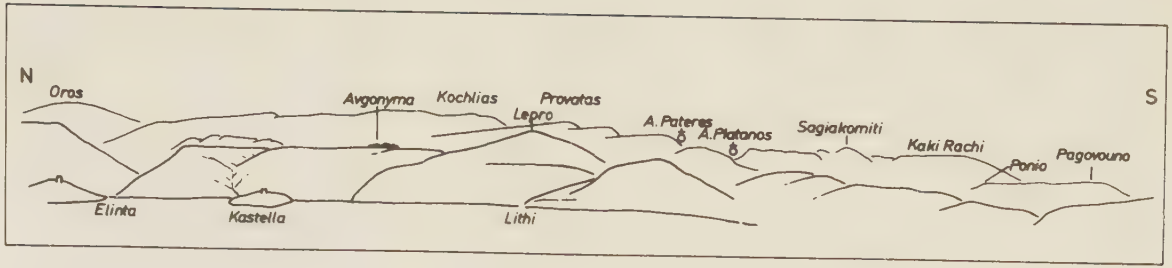


Abb. 34
Mittel-Chios von W: Reste einer jungtertiären Rumpffläche, durch die junge Bruchtektonik zerschnitten.

Einige mehr oder weniger längliche Basalt-Aufschlüsse ordnen sich zu einer etwa NNE-streichenden Linie an. Eine ausgeprägte Störung ist hier allerdings nicht zu erkennen.

Diese jüngsten tektonischen Ereignisse haben Formenschatz und äußeren Umriß der Insel entscheidend mitgestaltet. Im Innern der Insel bilden Gewässer-Netz und Höhenzüge vielfach die Hauptrichtungen ab. Besonders auffällig ist das Verkippen und Zerbrechen der auf S.117 erwähnten jungtertiären Rumpffläche in zahlreiche Schollen unterschiedlicher Höhenlage (Abb. 34).

Mehrere, zeitlich aufeinanderfolgende Abtragungsniveaus (PHILIPPSON 1911, 1959; KTENAS 1925; PARASKEVAIDIS 1940), aus denen PHILIPPSON (1959) die "episodenhafte Einsenkung" der Chios-Straße ableitete, konnten nicht festgestellt werden.

Auf Grund ihrer geringen Tiefenlage (PFANNENSTIEL 1960) ist eher anzunehmen, daß sie mit dem Meeresspiegel-Anstieg nach der Würm-Eiszeit überflutet wurde.

Die Hauptrichtungen der jungen Brüche bestimmen in vielen Bereichen den Küstenverlauf der Insel (Abb. 35). Solche kann man z.B. längs der N-Küste von Oinoússai, bzw. der Küste von NE-Chios, in NW-Chios und besonders entlang der Küste von SW-Chios beobachten. Darüber hinaus erscheinen auffällige morphologische Ränder in dem gesamten ägäischen Raum, sowohl im Küstenverlauf als auch in den Begrenzungen untermeerischer Plateaus und Gräben. Im Rhodopen-Kristallin treten dieselben Richtungen ebenfalls dominierend hervor (KRONBERG 1967). Der tektogenetische Zusammenhang mit dem Einbruch der Ägäis ist offensichtlich.

Zum Alter der Bruchtektonik ist festzuhalten, daß diese hier hauptsächlich im Mesozoikum beobachteten Störungs- und Kluft-Richtungen sich ebenso als deutliche Maxima in den Kluft-Diagrammen aus dem Neogen von SE-Chios wiederfinden (BESENECKER et al. 1968). Die Bruchtektonik kann im Pliozän begonnen haben, doch ist anzunehmen, daß die Hauptphase in das Mittel- bis Jungpleistozän einzustufen ist. In dieser Zeit sind im älteren Pleistozän durch Fossilfunde (Zwergelefanten, Hippopotamus, Cerviden) noch nachgewiesene Landbrücken zu einigen Inseln (z.B. Zypern und Kreta) eingebrochen (PFANNENSTIEL 1960).

Die jüngsten Spuren der Tektonik sind die großen Berg-Zerreißungen von A. Geórgios Sykoúsis und Tholopotámi (Abb. 36). Die Hauptabrisse liegen auf einer etwa NNW-verlau-

Abb. 35

Spät- und posttertiäre Bruchtektonik.
Übersichtskarte von Chios ergänzt nach BESENECKER et al. 1968 und ROTH 1968.
Übersichtskarte der Ägäis aus PFANNENSTIEL 1960 (Bathymetrische Karte des östlichen Mittelmeeres 1:768 450, Bl. 5, Aegaeis, Monaco 1960.

fenden Linie. Nach Aussagen alter Dorfbewohner von Tholopotámi sind diese Bergstürze bei dem außerordentlich starken Erdbeben im Jahre 1881 niedergegangen, durch das der Ort Tholopotámi weitgehend zerstört wurde.

Für Erdbeben als auslösendes Moment der Bergzerreißungen spricht auch die geologische Situation: An beiden Lokalitäten erhebt sich der Kalkplateaurand mit steil auf den Grauwacken stehenden dickbankigen Jura-Kalken. Grundwasser-Stauungen an der Grenze Kalk/Grauwacken erleichterten die Gleitungen.

Die große Häufigkeit von Erdbeben deutet auf bis heute andauernde Bewegungen hin.

III. RÜCKBLICK

Der Werdegang des untersuchten Gebietes läßt sich etwa seit dem obersten Silur verfolgen. Seit dieser Zeit bis mindestens in das tiefere Oberkarbon wurde eine flyschartige, marine Folge von Grauwacken, Sandsteinen und Tonschiefern sedimentiert. Nur lokal wurden Kalke ausgeschieden. Lebensspuren in pelitischen Sedimenten, einige wenige Conodonten und Pflanzen-Fragmente sind darin die einzigen Zeugnissen organischen Lebens.

Das Gebiet schließt zusammen mit dem übrigen Paläozoikum von Chios an die variskische Geosynklinale Anatoliens an (BRINKMANN 1966).

Jüngere paläozoische Sedimente fehlen im Autochthon von Mittel-Chios, aber man kann wahrscheinlich die von BRINKMANN (1966 und 1968) aus Westanatolien beschriebenen Verhältnisse hierher übertragen: Mit der Anlage der mediterranen Tethys im Karbon müßte sich die Sedimentation mehr oder weniger kontinuierlich bis in das Perm fortgesetzt haben. Höheres Oberkarbon und Perm sind im ägäischen Raum (z.B. Hydra, Attika, Euböa, Lesbos, Allochthone Einheit von Chios, Anatolien) im allgemeinen durch Fusuliniden-Kalke gekennzeichnet. Im autochthonen Chios fielen derartige Gesteine möglicherweise im Zuge der variskischen Auffaltung im höheren Oberkarbon bis Perm der Erosion zum Opfer.

Im Permoskyth wurde das Gebiet erneut überflutet, ohne daß sich die Transgression durch Konglomerate und Sandsteine wie z.B. in N-Chios (BESENECKER et al. 1968) deutlich anzeigt.

Die alpidische Schichtfolge beginnt mit den Basalen Bankkalken, Ablagerungen eines wahrscheinlich relativ flachen Meeres, aus denen massige, ziemlich reine Kalke hervorgehen, die teilweise dolomitisiert wurden. Diese Tieftriadischen Massenkalke schließen sich an gleichartige Vorkommen auf der übrigen Insel an. In N-Chios, wo sie einen viele hundert Meter mächtigen linsenförmigen Körper bilden (KAUFFMANN 1967), liegt der Verdacht nahe, es könnte sich um einen Riff-Komplex handeln. Die Verzahnung mit unregelmäßig begrenzten Vorkommen von fossilreichen roten Hallstätter Kalken hat die chronologische Einstufung (Oberskyth - Unteranis) ermöglicht. Reiche Ammoniten-Fauna, Fischreste und Conodonten zeigen hochmarines Milieu an.

Bereits im Oberskyth setzte mit feinen Tuffit-Lagen eine schwache vulkanische Tätigkeit ein wie sie auch aus dem westlichen Griechenland bekannt ist.

Im Anis zeichnen die Gesteine der Bunten Serie deutliche Krustenbewegungen nach, die von vulkanischen Ereignissen begleitet wurden. Eine mitteltriadische Transgression im Sinne KTENAS' (KTENAS & RENZ 1928) wird jedoch auf Grund der vorhandenen Übergänge nicht angenommen. Es sei aber bemerkt, daß im benachbarten westlichen Anatolien, nördlich des Menderes-Massivs, die Mitteltrias gebietsweise auf variskisch gefalteten Untergrund transgredieren soll (BRINKMANN 1966).

Im östlichen Mittel-Chios gehen gebankte Rotkalke stellenweise in Kalk-Brekzien über, die ihrerseits in enger Verbindung mit einer sehr mächtigen Tuffit- und Konglomerat-Folge stehen. Den größten Anteil an den bis mehr als hausgroßen Komponenten der Brekzien und Konglomerate haben Skyth- und Unteranis-Kalke. Sie liegen eingebettet in vulkanische Tuffite. Die enge Verknüpfung der wenig sortierten Klastika mit den Untertrias-Kalken legt als Deutung nahe, daß Bodenunruhen zu chaotischem Abgleiten von Kalkblöcken und ganzen Schichtpaketen von untermeerischen Schwellenbereichen führten. Es wird auch kein Zufall sein, daß gerade in diesem Gebiet das vulkanische Material besonders angehäuft ist.

In den übrigen Gebieten mit Bunter Serie sind die Ereignisse weniger dramatisch gewesen. Die Sedimentation war anscheinend in keinem der untersuchten Profile unterbrochen, doch zeigt das Geröll-Spektrum der Konglomerate, daß es irgendwo in der weiteren Umgebung zu Abtragung bis auf die paläozoischen Grauwacken gekommen sein muß. Es ist hier in erster Linie an die große Schichtlücke in der Allochthonen Einheit zu denken,

wo die gesamte Trias fehlt, ferner an die besonders im Skyth - Anis wirksame Schwellenregion der variskischen Kernzone NW-Anatoliens (BRINKMANN 1966, Abb. 5).

Im höheren Anis, während noch die Sedimentation der Bunten Serie andauerte, differenzierte sich der Mittel-Chios bedeckende Meeresbereich in einen westlichen (Kalkplateau) und einen östlichen (Kephalovoúni, Korakáris) Bereich. Im Osten bildeten sich einige Zehner Meter mächtige Radiolarite und rote Hornsteine mit kalkig-konglomeratischen Einschaltungen. Verglichen mit dem Westen müssen sich diese Ablagerungen in verhältnismäßig tieferem Wasser gebildet haben.

Bis in das Karn, mit dem das Profil hier endet, wurden pelagische Hornstein-Plattenkalke abgelagert. Bemerkenswert ist die auch an anderen Stellen (z.B. Argolis, Attika) zu beobachtende Verknüpfung von vulkanischen Tuffen mit Hornstein-Bildung darüber.

Im Westen (Kalkplateau) deuten Dasycladaceen-führende Einschaltungen in der oberen Bunten Serie einen recht flachen Sedimentationsraum an. Nach den letzten klastischen Schüttungen, hier wesentlich feiner als im Osten, folgen im Oberanis gebankte neritische Kalke mit reichlich Foraminiferen und Algen, die in die feingeschichteten Kalke und Dolomite des Ladin überleiten. Diese rhythmisch geschichteten Karbonate, die bis in alle Einzelheiten den Loferiten FISCHERs (1964) entsprechen, sind Bildungen eines ausgesprochen flachen, warmen Meeres, auf dessen Boden ausgedehnte Algen-Rasen wuchsen. Oolithische Einschaltungen sind nicht selten. Nach Schrumpfungsrissen in den Karbonaten kann man mit FISCHER (1964) wahrscheinlich litoralen Bereich mit zeitweiliger Trockenlegung (Gezeiten?) annehmen.

Im höheren Ladin bis Karn kam es in diesem Gebiet zu den ersten deutlichen Emersionen, die sich durch Fe- und Al-reiche kräftig rote Relikte (Ton- und Sandsteine, Quarzkonglomerate) anzeigen.

Die Verhältnisse änderten sich bis in den Rätolias nicht wesentlich. Das Gebiet des heutigen Kalkplateaus - im Osten fehlen Bildungen dieser Zeit - wurde durch ein ausgedehntes Flachmeer bedeckt, dessen Ablagerungen etwa den Karbonaten vom Dachstein-Typus entsprechen. Oolithlagen und Loferit-Einschaltungen sind sehr häufig. Algen, Foraminiferen, Gastropoden und stellenweise massenhaft Lamellibranchiaten (besonders Megalodontiden) sind als Zeugen der Lebewelt erhaltengeblieben.

Vermutlich im Lias setzte diese Sedimentation durch eine kräftige Emersion aus. Über den Karbonat-Massen folgt ein durchgehender Horizont aus terrigenem Material (Quarzkonglomerate,

sandsteine mit Kohleschmitzen) mit einigen Karbonat-Einschaltungen, er allmählich von hellen Primär-Dolomiten (Lagunen-Fazies?) abgelöst wird.

Die weiteren Ereignisse lassen sich nur mit Hilfe der Ergebnisse aus den Nachbargebieten, besonders S-Chios (BESENECKER et al. 1968) datieren:

Vor dem Maastricht wurde das Gebiet der Insel Chios von einer ersten alpidischen Faltung ergriffen, die jedoch in Mittel-Chios nicht nachgewiesen werden kann. In N-Chios entstanden zu dieser Zeit NNE-streichende Falten, Überschiebungen u.a.m.

In einer zweiten Phase, an der Wende Kreide/Tertiär oder im Alttertiär ist die Allochthone Einheit mit einer Schichtfolge von marinem Jungpaläozoikum und transgredierendem Lias von N her auf das Gebiet geglitten. Im Untergrund, wie im Allochthon selbst, entstanden nur schwache E-W-verlaufende Falten. Die Wurzel der Allochthonen Einheit ist wahrscheinlich zwischen Chios und Lesbos zu suchen.

Die in Mittel-Chios stärkste Einengungs-Phase liegt in der Zeitspanne vom höheren Paläogen bis ins untere Miozän. Sie prägte die heute vor allem sichtbaren Strukturen mit NNE-Streichen und verwischte alle faziellen Übergänge zwischen den in der Trias getrennten paläogeographischen Bereichen.

Nach der Auffaltung war das Gebiet entgültig dem Meere entzogen. Während des Miozäns begann sich teilweise die heutige Morphologie zu entwickeln. Im Obermiozän, vielleicht bis in das Unterpliozän (BESENECKER et al. 1968) hinein, bedeckte ein ausgedehnter Süßwasser-See den ganzen östlichen Bereich bis an den Plateaurand, eventuell auch Teile der heutigen W-Küste. Das Kalkplateau, damals eine weite, ungestörte Peneplain, dürfte im großen und ganzen über den Seespiegel hinausgeragt haben. Ein flach in die Rumpffläche eingetieftes SW-NE-verlaufendes miozänes Fluß-System im Kalkplateau von N-Chios (KAUFFMANN 1967; ROTH 1968; JERGET 1968) deutet darauf hin.

Mit dem Einbrechen der Ägäis, dessen Beginn im Pliozän vermutet werden kann, dessen Hauptphase aber im Mittel- bis Jungpleistozän lag, wurde das Gebiet durch eine kräftige Bruchtektonik in Schollen zerhackt und einige der heutigen Küstenlinien tektonisch vorgezeichnet.

Nach der letzten Vereisung löste sich Chios durch den Meeresspiegelanstieg vom kleinasiatischen Festland und nahm seine heutige Gestalt als Insel an.

IV. CHIOS IM RAHMEN DER HELLENIDEN

Die in den vorangegangenen Kapiteln hin und wieder angedeuteten stratigraphisch-faziellen Beziehungen in die nähere und weitere Umgebung der Insel sollen hier im Zusammenhang betrachtet werden.

Im Laufe der geologischen Erforschung wurde Chios zwei geologischen Einheiten zugeordnet:

1. Der NE-streichenden "Mysisch - ionischen Zone" des "Ostägäischen Faltengebirges" (PHILIPPSON 1911, 1959) im nordwestlichen Anatolien.

2. Der "Vardar-Zone" KOSSMATs (1924) (RENZ 1940, 1955).

> Die von RENZ angeführte Begründung der Zonen-Zugehörigkeit liegt in der faunistischen und faziellen Übereinstimmung der chiotischen Rotkalke des Oberskyth ("Marmarotrapeza-Kalk") mit solchen in Albanien. Das Vorkommen in Albanien liegt in der Merdita-Serie, der Fortsetzung der Osthellenischen Zone, von der Renz die Vardar-Zone nordwestlich des Pelagonischen Massivs abzweigen ließ. In der Kartendarstellung des Zonen-Schemas der Helleniden hat RENZ (1940) allerdings gewisse Zweifel durch ein Fragezeichen neben Chios angedeutet.

Eine vermittelnde Haltung nahm z.B. BRUNN (1960) ein, der Chios, allerdings ohne die RENZsche Argumentation, an die Vardar-Zone anschloß und sie in einem großen Bogen durch die Ägäis mit dem Ostägäischen Faltengebirge verband.

Die hier vorliegenden Ergebnisse aus dem Autochthon, ergänzt durch die Daten der Nachbargebiete auf Chios (BESENECKER et al. 1968) zeigen bei dem Vergleich mit der von MERCIER 1966 neu bearbeiteten Schichtfolge der Vardar-Zone so gut wie keine Gemeinsamkeiten auf. Die für die Vardar-Zone charakteristische Serie beginnt etwa da, wo die von Chios endet. Die wenigen dort bekannten Trias-Vorkommen sind unsicher datiert und als Zonen-Kriterien zu wenig typisch.

Statt dessen lassen sich eine ganze Reihe von Verbindungen zu anderen Gebieten anknüpfen, wovon die wichtigsten im folgenden zusammengestellt sind (vom Verf. bereits teilweise in BESENECKER et al. 1968 gesagt):

Die stärker variierende Unter- und Mitteltrias von Chios findet einige Parallelen in Attika, der Argolis und auf Hydra:

Im Gebiet des Kithäron- und Parnes-Gebirges in N-Attika (Subpelagonische Zone) sind - wie in Chios - rote Hallstätter Kalke aus dem Oberskyth und Unteranis bekannt, über denen grüne Tuffe lagern. Ähnlich der Bunten Serie von Chios folgen dort gebietsweise über Rotkalken bunte Hornsteine (BENDER 1962).

Das Schichtprofil der Argolis erlaubt Vergleiche durch grüne Tuffe im Oberskyth, durch rote Cephalopoden-Kalke und Hornsteine im Anis und durch Hornstein-Plattenkalke des Anis bis Karn (BENDER und Mitarbeiter 1960; BANNERT & BENDER 1968). Es gibt dort auffälligerweise ebenfalls eine Hornstein-Entwicklung über vulkanischen Tuffen.

Auch die Insel Hydra zeigt mit Skyth-Kalken, klastischem Einfluß im Anis, Rotkalken, Tuffen und Hornstein-Plattenkalken in Mittel- und Obertrias eine ähnliche Entwicklung. Auffällig ist, daß dort auch vom Oberanis an eine Hornstein-Plattenkalk-Entwicklung neben einer Dachstein-Fazies-Entwicklung bis in den Jura existiert (RÖMERMANN 1968)

Vermerkt sei ferner, daß gelegentlich einer Exkursion auch auf Lesbos mit der Untertrias und der Bunten Serie von Chios vergleichbare Gesteine gefunden wurden, deren genaue zeitliche Einstufung allerdings noch aussteht. Diese Vorkommen liegen in unmittelbarer Nähe von Fusulinen-Kalken wie sie in Chios nur in der Allochthonen Einheit vorkommen.

Die weitestgehenden Übereinstimmungen mit Chios zeigen die Schichtprofile der Halbinsel Karaburun. Darauf wiesen schon PHILIPPSON (1911) und KTENAS (1925) hin, und das bestätigten Diskussionen mit den derzeitigen Bearbeitern, Herrn Prof. R. BRINKMANN und seinen Schülern.

Die höhere Trias von Chios ist nicht so spezifisch entwickelt, daß daraus konkrete Beziehungen hergeleitet werden können. Dachsteinkalk-ähnliche Karbonat-Folgen mit Megalodonten gibt es in verschiedenen Zonen der Helleniden, z.B. in der Ionischen Zone und der Parnass-Kiona-Zone, auch auf Lesbos, dort allerdings schwach metamorph. Ähnliches gilt für den teilweise klastisch beeinflußten Lias, der in SE-Europa und Kleinasien sehr weit verbreitet ist.

Das Jungpaläozoikum der Allochthonen Einheit weist Fazies-Beziehungen in die verschiedensten Richtungen auf: Hydra, Attika, Euböa, Lesbos und Anatolien, auch in die Vardar-Zone (vgl. BRINKMANN 1968, Abb. 2). Dennoch läßt sich, wie auf S. 113 dargestellt wurde, durch das lückenhaft entwickelte Mesozoikum mit einiger

Abb. 36
Berg-Zerreißung bei Tholopotámi.

Abb. 37
Latómi. Alte Steinbruch-Anlage: Sichel-förmige Schlagspuren (r. oben); Befestigungs-Vorrichtung (ca. 50 x 50 cm), vielleicht für Flaschenzug oder dergl.

Wahrscheinlichkeit paläogeographisch ein Anschluß nach NE, vielleicht in das Gebiet zwischen Lesbos und Chios, herstellen. Damit bleibt jedoch die Stellung dieser Einheit im Rahmen der Helleniden weiterhin ungewiß.

Die aufgeführten Anknüpfungspunkte liegen, bis auf die von Karaburun, nicht nur außerhalb der Vardar-Zone, sondern sie streuen auch quer zu dem übrigen Zonen-Schema (vgl. auch MARINOS 1957). Unter anderem ist es keineswegs so sicher, daß Lesbos und Chios so scharf voneinander zu trennen sind wie das in der Literatur (PHILIPPSON, RENZ, BRUNN, BRINKMANN) bisher immer dargestellt wurde.

Leider ist die Umgebung von Chios geologisch noch nicht ausreichend bekannt, so daß vorläufig keine präzisen paläogeographischen Vorstellungen für die Ägäis entwickelt werden können.

V. Praktisch-geologische Hinweise

Abschließend seien einige Bemerkungen zur Hydrogeologie und über nutzbare Minerale und Gesteine gestattet, obgleich das Gebiet über keine nennenswerten Reichtümer in dieser Hinsicht verfügt.

Die Trinkwasser-Versorgung ist bis auf wenige Ausnahmen in dem gesamten Gebiet unzureichend. Die wenigen stärkeren Quellen sind auf den Kalkplateau-Rand beschränkt, wo das Karstwasser des Plateaus entlang der flachen Rand-Überschiebung auf die Grauwacken-Serie austritt (Stauquellen), bzw. tiefer in Schuttquellen ausfließt (Karyés, Daphnónas, Zyphiá, Tholopotámi)

Recht gute Grundwasserleiter sind die Grünen Sandsteine der Allochthonen Einheit, die Bunte Serie und die Jüngeren Sandsteine und Quarzkonglomerate. Die paläozoischen Grauwacken werden bisher anscheinend so gut wie nicht als Grundwasser-Reservoir genutzt, obwohl es in einigen Tälern Wasseraustritte gibt, die sich über die ganze Trockenperiode halten.

In letzter Zeit werden in zunehmendem Maße mit gutem Erfolg Neogen-Sedimente durch Brunnen-Bohrungen angezapft. Hier besteht jedoch immer wieder die Gefahr, daß an bestimmten Kluft-Systemen oder durch zu starke Absenkung des Grundwasser-Spiegels Salzwasser angesogen wird.

Eine gewisse Bedeutung haben einige Bausteine des Gebietes erlangt. An erster Stelle ist die Höhe Latómi (Latómi = Steinbruch) nördlich der Stadt Chios zu nennen. Es handelt sich hier um das lokale Vorkommen einer bläulich glasigen, besonders

festen Variante der Tieftriadischen Massenkalke, die stellenweise von Rotkalk-Schlieren und -Brekzien durchsetzt wird. Im Altertum war dieser Kalk als Bildhauer-"Marmor" sehr geschätzt (STRABO, PLINIUS d. Ä.). In byzantinischer Zeit fand er zusammen mit Rotkalk-Brekzien hauptsächlich Verwendung bei der Ausgestaltung von Kirchen (zB. Néa Moní). Die enormen Mengen des Abraumes der alten Steibruch-Betriebe werden heute als Straßenschotter aufgearbeitet, wodurch in zunehmender Zahl frühere Abbaue mit sehr interessanten Spuren älterer Steinbruchstechnik (Abb. 37) bloßgelegt werden.

Großer Beliebtheit erfreuen sich auch die tieftriadischen Rotkalke, die in den Brüchen des Marathóvouno, der Marmarotrápeza und des Kephalovoúni gebrochen und z. T. zu Säulen für byzantinische Kirchen verarbeitet wurden.

Ferner sind in diesem Zusammenhang die kalkigen Sandsteine des Neogens vom Agios Konstantínos an der Ostküste zu nennen. Die gelben und ockerfarbenen Sandsteine, die z. T. kräftig dunkelrot geflammt sind, wurden besonders zur Zeit der Genuesen-Herrschaft und später unter türkischer Besetzung zum Häuserbau verwendet. Prächtige Beispiele solcher Bauten gibt es im "Kámpos" südlich Chios, wo man in Torbögen und Mauern durch geschickten Wechsel von roten und gelben Steinen eine besondere optische Wirkung erzielt hat.

Die älteren Abbaue geschahen in nach unten sich erweiternden Schächten und Gruben.

Vor einigen Jahren gaben die kräftig roten Emersionshorizonte der Umgebung von Anávatos Anlaß zu einer kurzfristigen Prospektion auf Eisen- und Aluminium-Erze. Obgleich einige Analysen beachtliche Gehalte anzeigten, nahm man von dem Vorhaben rasch wieder Abstand, als die Lagerungsverhältnisse, insbesondere die Unregelmäßigkeit der Horizonte erkannt wurden.

VI. LITERATURVERZEICHNIS

BANNERT, Dieter & BENDER, Hans: Zur Geologie der Argolis-Halbinsel (Peloponnes, Griechenland). - Geologica et Palaeontologica 2: 151-162, 11 Abb., Marburg 1968.

BENDER, Hans: Tieftriadische Hallstätter Kalke und Tuffe in Nordattika. - Sitzungsber. Ges. Beförd. gesamt. Naturwiss. Marburg 83/84: 65-79, 8 Abb., Marburg 1962.

BENDER, Hans: Der Nachweis von Unter-Anis ("Hydasp") auf der Insel Chios. - Ann. géol. Pays helléniques 19: 412-464, 26 Abb., 4 Taf., 2 Tab., Athen 1967. - (1967 a).

BENDER, Hans: Zur Gliederung der mediterranen Trias II. Die Conodontenchronologie der mediterranen Trias. - Ann. géol. Pays helléniques 19: 465-540, 9 Abb., 5 Taf., 4 Tab., Athen 1967. - (1967 b).

BENDER, Hans; HIRSCHBERG, Klaus; LEUTERITZ, Klaus & MÄNZ, Heinz: Zur Geologie der Olonos-Pindos- und der Parnass-Kiona-Zone im Tal des Asklepieion (Argolis). - Ann. géol. Pays helléniques 11: 201-213, 7 Abb., 6 Taf., Athen 1960.

BENDER, Hans & KOCKEL, Carl Walter: Die Conodonten der griechischen Trias. - Ann. géol. Pays helléniques 14: 436-445, 8 Abb., 1 Taf., Athen 1963.

BENDER, Hans & STOPPEL, Dieter: Perm-Conodonten. - Geol. Jb. 82: 331-364, 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Hannover 1965.

BERNDT, Horst: Trias und Jura des Ostbalkans. - Ber. math.-phys. Kl., sächs. Akad. Wiss. 86: 1-101, 3 Abb., 4 Taf., 1 Kte., Leipzig 1934.

BESENECKER, Horst; DÜRR, Stefan; HERGET, Günter; JACOBSHAGEN, Volker; KAUFFMANN, Günter; LÜDTKE, Gerhard; ROTH, Werner & TIETZE, Klaus-Werner: Geologie von Chios (Ägäis). - Geologica et Palaeontologica 2: 121-150, 25 Abb., 2 Taf., Marburg 1968.

BREMER, Heinrich: Kleinasien. In: HÖLDER, Helmut: Jura. Handb. stratigr. Geol. IV: 488-492, Stuttgart (Enke) 1964.

BRINKMANN, Roland: Geotektonische Gliederung von Westanatolien. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1966: 603-618, 6 Abb., Stuttgart 1966.

BRINKMANN, Roland: Einige geologische Leitlinien von Anatolien. - Geologica et Palaeontologica 2: 111-119, 5 Abb., Marburg 1968.

BRUNN, Jan H.: Les zones helléniques internes et leur extension. Réflexions sur l'orogenèse alpine. - Bull. Soc. géol. France (7) 2: 470-486, 7 Abb., Paris 1960.

BUKOWSKI, Gejza v.: Erläuterungen zur geologischen Detailkarte von Süddalmatien, Bl. Budua. - K. k. geol. Reichsanst., 66 S., Wien 1904.

BUKOWSKI, Gejza v.: Erläuterungen zur geologischen Detailkarte von Süddalmatien, Bl. Spizza. - K. k. geol. Reichsanst., 104 S., Wien 1912.

CHAVE, Keith E.: Aspects of the biochemistry of magnesium. 1. Calcareous marine organisms. - J. Geol. 62: 266-283, 16 Abb., Chicago 1954.

ELLISON, Samuel & GRAVES, Roy W.: Lower Pennsylvanian (Dimple Limestone) conodonts of the Marathon region, Texas. - Univ. Missouri School of Mines and Met., Tech. Ser. 14, 3: 1-13, 3 Taf., Missouri 1941.

FISCHER, Alfred G.: The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. - Kansas geol. Surv. Bull. 169: 107-149, 38 Abb., Lawrence 1964.

FRANKOPOULOS, J.: Hydrogeologisches Gutachten mit einer geol. Karte von Chios im Maßstab 1:50 000. - Unveröff. Manuskr., Chios 1958. - (Neugriechisch).

HAMILTON, W. J. & STRICKLAND, H. E.: On the Geology of the Western Part of Asia Minor. - Trans. geol. Soc. London 6: 1-40, London 1841.

HERAK, Milan: Mesozoische Kalkalgen der Insel Chios (Griechen-Land). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 129: 97-104, 5 Taf., Stuttgart 1967.

HERGET, Günter: Die Geologie von Nord-Chios (Ägäis). - Diss. Marburg, 206 S., 72 Abb., 3 Tab., 3 Taf., Marburg 1968.

HERGET, Günter & ROTH, Werner: Stratigraphie des Paläozoikums im Nordwest-Teil der Insel Chios (Ägäis). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 131: 46-71, 7 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1968.

HERITSCH, Franz: Karbonische Korallen von der Insel Chios (I. Trachypora). - Prakt. Akad. Athenon 12: 203-209, 1 Taf., Athen 1937.

HERITSCH, Franz: Karbon und Perm in den Südalpen und in Südosteuropa. - Geol. Rdsch. 30: 529-588, 6 Tab., Stuttgart 1939.

HERITSCH, Franz: Tetrakorallen aus dem Karbon von Chios. - Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., (I) 150: 131-146, 6 Abb., 1 Taf., Wien 1941.

HÖLDER, Helmut: Jura. Handbuch der stratigraphischen Geologie IV. - 603 S., 158 Abb., 43 Tab., Stuttgart (Enke) 1964.

HUCKRIEDE, Reinhold: Die Conodonten der mediterranen Trias und ihre stratigraphischer Wert. - Paläont. Z. 32: 141-175, 1 Tab., 5 Taf., Stuttgart 1958.

IGO, Hisayoshi & KOIKE, Toshio: Carboniferous Conodonts from the Omi Limestone, Niigata Prefecture, Central Japan. (Studies of Asian Conodonts Part I). - Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan (NS) 53: 179-193, 2 Taf., Tokyo 1964.

IGO, Hisayoshi & KOIKE, Toshio: Carboniferous Conodonts from Yobara, Akiyoshi Limestone, Japan. (Studies of Asiatic Conodonts, Part II). - Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan (NS) 59: 83-91, 2 Taf., Tokyo 1965.

JACOBSHAGEN, Volker: Zur Gliederung der mediterranen Trias. I. Die Grenze Ladin/Karn. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1961: 477-483, 2 Tab., Stuttgart 1961.

JACOBSHAGEN, Volker: Zur Deutung der Falten-Abschiebungen (Untervorschiebungen). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1967: 513-517, 3 Abb., Stuttgart 1967.

KAUFFMANN, Günter: Fossil-belegtes Alt-Paläozoikum im Nordostteil der Insel Chios (Ägäis). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1965: 647-659, 5 Abb., Stuttgart 1965.

KAUFFMANN, Günter: Die Schichtfolge von NE-Chios (Ägäis). - Unveröff. Diplomarbeit, 174 S., 60 Abb., Marburg 1967.

KAUFFMANN, Günter: Die Geologie von Nordost-Chios (Ägäis). - Diss. Marburg,213 S., 50 Abb., 2 Tab., 4 Beil., Marburg 1969.

KOSSMAT, Franz: Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. - 198 S., 18 Abb., 1 geol. Kte., Berlin (Borntraeger) 1924.

KRONBERG, Peter: Zur Anwendung photogeologischer Methoden in Kristallin-Gebieten. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 129, 1: 105-112, 8 Abb., Stuttgart 1967.

KTENAS, Konstantin A.: Sur la découverte du Dévonien à l'île de Chio (Mer Egée). - C. R. somm. Soc. géol. France 1921: 131-132, Paris 1921. - (1921 a).

KTENAS, Konstantin A.: Sur le Carbonifère de l'île de Chio (Mer Egée). - C. R. somm. Soc. géol. France 1921: 146-148, Paris 1921. - (1921 b).

KTENAS, Konstantin A.: Les îles de Psara et d'Antipsara. - C. R. somm. Soc. géol. France 1921: 170-172, Paris 1921. - (1921 c).

KTENAS, Konstantin A.: Sur la découverte d'un horizon à Productus cora à l'île de Chio (Mer Egée). - C. R. somm. Soc. géol. France 1923: 206-207, Paris 1923. - (1923 a).

KTENAS, Konstantin A.: Les plissements d'âge primaire dans la région centrale de la Mer Egée. - C. R. Congr. géol. internat., 13e session, Liège 1922: 571-583, 3 Abb., 1 Taf., Bruxelles 1923. - (1923 b).

KTENAS, Konstantin A.: Contribution à l'étude géologique de la presqu'île d'Erythrée (Asie Mineure). - Annuaire Scient. Fac. Sci. Athènes 1: 1-57, 2 Abb., 7 Taf., Athen 1925. - (Neugriechisch, franz. Zusammenfassung).

KTENAS, Konstantin A.: Rapport sur les recherches géologiques effectuées à l'île de Chio pendant l'été 1927. - Prakt. Akad. Athenon 3: 702-715, 1 Abb., Athen 1928. - (Neugriechisch).

KTENAS, Konstantin A.: Geologische Karte der Insel Chios, 1:100 000. - Unveröff. Karten-Manuskript, Geol. Inst. Univ. Athen.

KTENAS, Konstantin A. & RENZ, Carl: Découverte du Werfénien supérieur ammonitifère dans l'île de Chio. - Prakt. Akad. Athenon 3: 400-407, 2 Abb., Athen 1928.

KTENAS, Konstantin A. & RENZ, Carl: Neue Fossilfunde auf der Insel Chios. - Prakt. Akad. Athenon 6: 343-347, Athen 1931.

LÜDTKE, Gerd: Die Geologie von Südwest-Chios (Ägäis). - Diss. Marburg, 161 S., 36 Abb., 2 Tab., 3 Beil., Marburg 1969.

MARAVELAKIS, Maximos I.: The eruptive rocks and metallogeny of Chios Island. - Archimedes 16: 85-95, 4 Abb., 1 Kte., Athen 1915. - (Neugriechisch).

MARAVELAKIS, Maximos I.: The eruptive rocks and metallogeny of Chios Island. - Archimedes 17: 18-24, 3 Abb., Athen 1916. - (Neugriechisch).

MARINOS, Georg P.: Zur Gliederung Ostgriechenlands in tektonische Zonen. - Geol. Rdsch. 46: 421-426, 1 Abb., Stuttgart 1957.

MERCIER, Jacques: Thèses. 1re thèse: Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macedoine centrale (Grèce). 2e thèse: Contribution à l'étude de l'évolution magmatique et du métamorphisme des zones internes des Hellénides. - 574 S., 145 Abb., Paris 1966.

MILCH, L. & RENZ, Carl: Über griechische Quarzkeratophyre. - N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. 31: 496-534, 1 Abb., Stuttgart 1911.

OGILVIE-GORDON, Maria M.: Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. III.: Paläontologie. - Abh. geol. Bundesanst. 24, 2: 89 S., 13 Taf., Wien 1927.

PAECKELMANN, Wilhelm: Ergebnisse einer Reise nach der Insel Chios. - Z. deutsch. geol. Ges. 91: 341-376, 8 Abb., 2 Taf., Berlin 1939.

PARASKEVAIDIS, Ilias: Eine obermiozäne Fauna von Chios. - N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. 83: 363-442, 12 Abb., 4 Taf., 1 Beil., Stuttgart 1940.

PARASKEVAIDIS, Ilias: Zwei Schildkrötenreste aus dem Obermiozän von Chios. - Ann. géol. Pays helléniques 6: 133-141, 2 Taf., Athen 1955.

PAULI, F. W.: Die Insel Chios in geographischer, geologischer, ethnologischer und kommerzieller Hinsicht. - Mitt. geogr. Ges. Hamburg 1880-81: 99-114, Hamburg 1883.

PFANNENSTIEL, Max: Erläuterungen zu den bathymetrischen Karten des östlichen Mittelmeeres. - Bull. Inst. océanographique 57, 1192: 1-60, 5 Karten 1:768 450, Monaco 1960.

PHILIPPSON, Alfred: Vorläufiger Bericht über die im Sommer 1902 ausgeführte Forschungsreise im westlichen Kleinasien. - Sber. preuß. Akad. Wiss. 6: 112-125, Berlin 1903.

PHILIPPSON, Alfred: Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. 2. Jonien und das westliche Lydien. - Petermanns geogr. Mitt., Erg.-Bd. 37, Erg.-H. 172: 1-100, 9 Taf., 1 geol. Kte. 1:300 000, Gotha 1911.

PHILIPPSON, Alfred: Zusammenhang der griechischen und kleinasiatischen Faltengebirge. - Petermanns geogr. Mitt. 1914: 71-75, 1 Taf., Gotha 1914.

PHILIPPSON, Alfred: Kleinasien. - In: STEINMANN, G. & WILCKENS, O.: Handbuch der Regionalen Geologie 5, 2: 1-183, 4 Abb., 3 Taf., Heidelberg 1918.

PHILIPPSON, Alfred: Die griechischen Landschaften. 4. Das Aegaeische Meer und seine Inseln. - 412 S., 5 Kten., Frankfurt/M. (Klostermann) 1959.

PLINIUS, Gaius P. Secundus: Naturalis historia. Liber V. In: RACKHAM, H.: Pliny: Natural history 2, libri III-VII, London (Harvard Univ.) 1961. - (Mit engl. Übersetzung).

PLINIUS, Gaius P. Secundus: Naturalis historia. Liber XXXVII. In: EICHHOLZ, D. E.: Pliny: Natural history 10, libri XXXVI-XXXVII, London (Harvard Univ.) 1962. - (Mit engl. Übersetzung).

RAULIN, Victor: Description physique de l'île de Crète. - 1, Paris 1869.

RENZ, Carl: Über eine untertriadische Ammonitenfauna von der kleinasiatischen Insel Chios. - Ecl. geol. Helv. 21, 1: 154-156, Basel 1928.

RENZ, Carl: Die Tektonik der griechischen Gebirge. - Mém. Acad. Athènes 8: 1-171, 2 geol. Kten., Athen 1940.

RENZ, Carl: Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands. - Inst. Geol. Subsurf. Research Athens, 637 S., 4 Abb., 4 Taf., 6 Kten., Athen 1955.

RENZ, Carl; LIATSIKAS, N. & PARASKEVAIDIS, Ilias: Geologic Map of Greece, 1:500 000. - Inst. Geol. Subsurf. Research Athens, Athen 1954.

RENZ, Carl & REICHEL, Manfred: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des ostmediterranen Jungpaläozoikums und dessen Einordnung im griechischen Gebirgssystem. 1. u. 2. Geologie und Stratigraphie. - Ecl. geol. Helv. 38: 211-313, 3 Abb., 1 Taf., Basel 1945.

RENZ, Carl & RENZ, Otto: Übersicht über eine untertriadische Ammonitenfauna von der Insel Chios. - Verh. naturf. Ges. Basel 58: 58-79, Basel 1947.

RENZ, Carl & RENZ, Otto: Eine untertriadische Ammonitenfauna von der griechischen Insel Chios. - Schweizer. paläont. Abh. 66: 98 S., 1 Abb. 16 Taf., Basel 1948.

RÖMERMANN, Hermann: Geologie von Hydra (Griechenland). - Geologica et Palaeontologica 2: 163-171, 3 Abb., Marburg 1968.

ROTH, Werner: Geologie von NW-Chios (Ägäis). - Diss. Marburg, 88 S., 26 Abb., 2 Tab., Marburg 1968.

SCHELLWIEN, E.: Diskussionsbeitrag auf der Huitième Séance Générale am 26. August 1903. - Congr. géol. internat., C. R. IX^{e} Session, Vienne 1903: 139, Wien 1904.

SPRATT, T.: Observations on the Geology of the Southern Part of the Gulf of Smyrna and the Promontory of Karabournou. - Quart. J. geol. Soc. London 1: 156-164, 6 Abb., 1 Kte., London 1845.

STACHE, Guido: Fusulinenkalke aus Oberkrain, Sumatra und Chios. - Verh. geol. Reichsanst. Wien 1876: 369-371, Wien 1876.

STAESCHE, Ulrich: Conodonten aus dem Skyth von Südtirol. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 119: 247-306, 73 Abb., 5 Taf., Stuttgart 1964.

STRABO: In: JONES, H. L.: The Geography of Strabo. - 6, libri XIII-XIV, London (Harvard Univ.) 1960. - (Griechisch mit engl. Übersetzung).

TELLER, Friedrich: Geologische Beobachtungen auf der Insel Chios. - Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 40: 340-356, 1 Abb., 1 geol. Kte., Wien 1880.

WALLISER, Otto H.: Conodonten des Silurs. - Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. 41, 106 S., 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf., Wiesbaden 1964.

WEISSERMEL, Waldemar: Eine altpaläozoische Korallenfauna von Chios. - Z. deutsch. geol. Ges. 90: 65-74, 2 Abb., 1 Taf., Berlin 1938.

Tafel 1

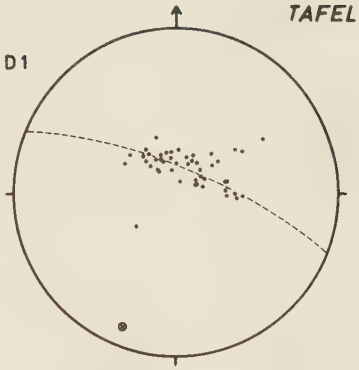
ss = Schichtflächen
st = Störungen
l = Rutschstreifen

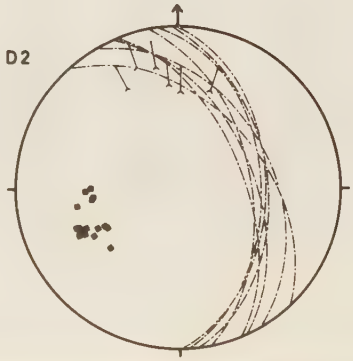
	Zahl der Messungen	
D 1: A. Joánnis, nördl. Anávatos Dickbankige Kalke (Obertrias)	ss: 47	ß : 202/13
D 2: Anávatos Größere Abschiebung Rutschstreifen	st: 17 l: 6	
D 3: 500 m südöstl. Anávatos Feingeschichtete Dolomite (Ladin)	ss: 58	$ß_1$: 197/29 ?$ß_2$: 153/33
D 4: Provatás, nördl. oberh. Stavrí Jüngere Sandsteine und Quarzkonglomerate (Lias?)	ss: 35	ß : 157/54
D 5: Provatás, nördl. oberh. Stavrí Jüngere Sandsteine und Quarzkonglomerate (Lias?)	ss: 24	ß : 228/40 B : 224/60
D 6: Provatás, nördl. oberh. Stavrí Jüngere Sandsteine und Quarzkonglomerate (Lias?)	ss: 27	ß : 209/58 B : 192/60
D 7: Südl. Kephalovoúni Sattel in Tieftriadischen Massenkalken (Skyth)	ss: 15	ß : 218/10

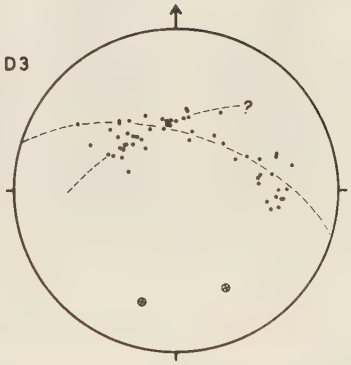
TAFEL 1

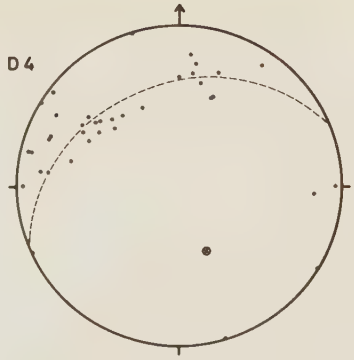
Legende zu den Diagrammen:

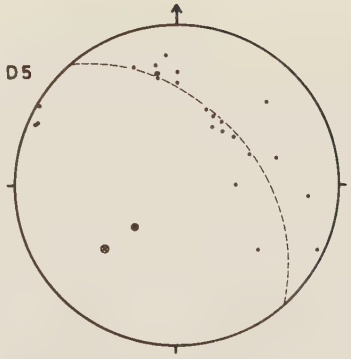
- ss - Flächenpol, Schichtfläche
- π - Kreis, Großkreis mit Flächenpolen einer Falte
- β konstruktiv ermittelte Zonen-Achse eines Flächengefüges
- B Faltenachse, im Gelände gemessen
- st größere Störung, Flächenpol
- größere Störung, Großkreis
- l Rutschstreifen mit erkennbarem Bewegungssinn

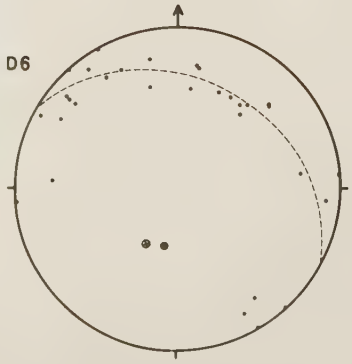


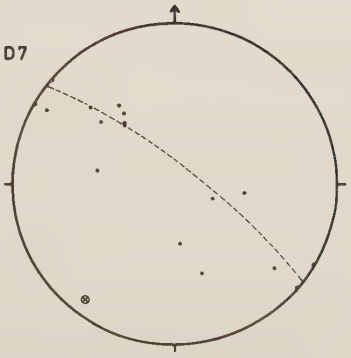










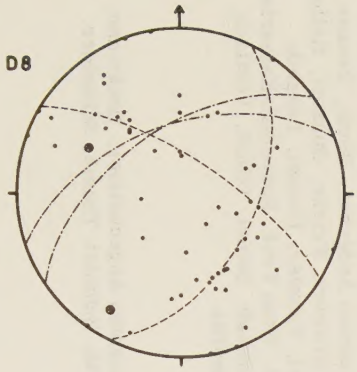


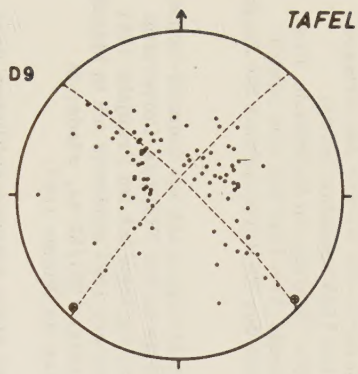
Tafel 2

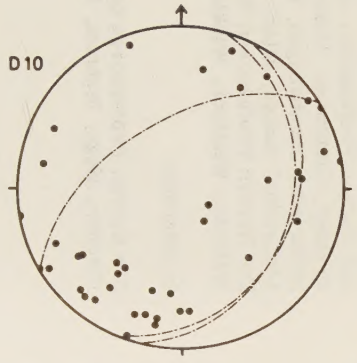
ss = Schichtflächen
st = Störungen
l = Rutschstreifen

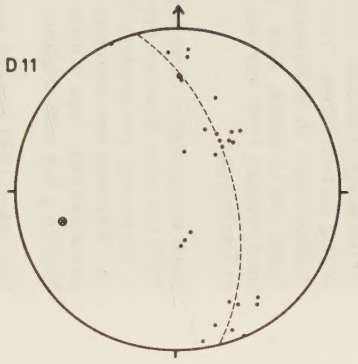
	Zahl der Messungen	
D 8: Kephalovoúni, Psilirách		
Tieftriad. Massenkalke (Skyth)	ss : 51	$ß_1$: 296/38
Sammeldiagramm		$ß_2$: 212/18
Aufschiebungen	st : 2	324/58
		340/56
D 9: Marathóvouno		
Mulde in Tieftriad. Massenkalken, roten Hallstätter		
Kalken (Skyth/Anis) und	ss : 90	$ß_1$: 132/06
roten Hornsteinen (Anis)		$ß_2$: 223/06
D 10: Marathóvouno		
Rote Hornsteine (Anis)		
Kleine Aufschiebungen (hOl?)	st : 3	328/55
		105/32
		114/30
Fältelungs-Achsen, m-Bereich	B : 38	
D 11: Marathóvouno, Kapelle A. Anna		
SSE-vergente Mulde in Tieftriad. Massenkalken u. roten		
Hallstätter Kalken (Skyth/Anis)	ss : 30	ß : 255/28
D 12: A. Thomás		
Autochthon: Helle Dolomite	ss : 22	ß : 026/15
(Jura?)		B : 035/15
Größere Abschiebung	st : 1	299/68
Allochthon: Oberkarbon-Kalk	ß : 2	$ß_1$: 259/16
		$ß_2$: 040/14
D 13: A. Geórgios Sykoúsis, Ponió-Tal		
Schrägabschiebung	st : 6	
Rutschstreifen	l : 6	
D 14: Evangelístria (Tholopotámi)		
Dickb. Kalke (Lias, Allochthon)	ss : 26	ß : 201/06
D 15: Sammeldiagramm der im Allochthon u. unmittelbar unter der	Maxima	$ß_1$: 270/16
Überschiebung gemessenen Faltenachsen (vorw. A. Márkos)	(Allochthon)	266/22
		$ß_2$: 227/13

TAFEL 2

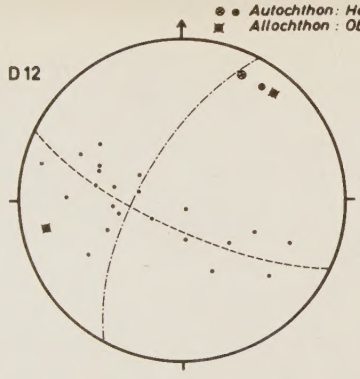


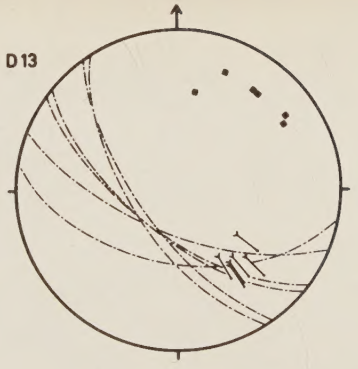


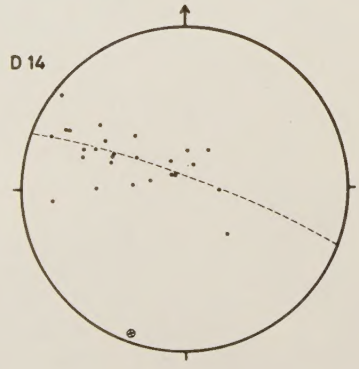


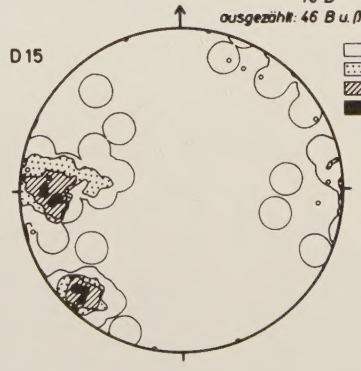


Faltenachsen:
⊗ ● Autochthon: Helle Dolomite, Jura
✖ Allochthon: Oberkarbon-Kalke

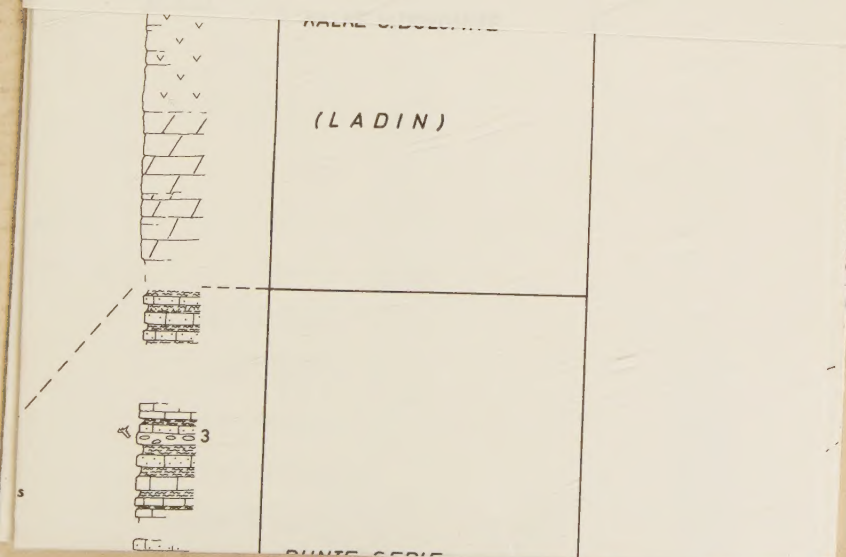








° 10 B Autochthon
ausgezählt: 46 B u. ß Allochthon

0 - 5%
5 - 7%
7 - 11%
>11%

BEILAGE 1